

Berichte
aus dem
Institut für Meereskunde
an der
Christian-Albrechts Universität Kiel

Nr. 287

DOI 10.3289/FM-BER-287

**Modellierung der mittleren
Zirkulation im Südatlantik**

von
Sören Stutzer

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden von:

Institut für Meereskunde an der Universität Kiel

Abt. Theoretische Ozeanographie

Düsternbrooker Weg 20

24105 Kiel

FRG

ISSN 0341 - 8561

1997

Diese Arbeit wurde von der Mathematisch-
Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Universität Kiel als Dissertation angenommen.

Abstract

Results from an ocean general circulation model of the South Atlantic are presented in this study. The aim of the simulations was to determine the mean, three-dimensional circulation and distribution of temperature and salinity in this part of the world ocean. The model is based on the Primitive Equations and was used in a coarse resolution version of $1.2^\circ \times 1^\circ$ in zonal and meridional direction, respectively. The parameterization of the open lateral boundaries was done by introducing sponge layers in which the model estimates were restored to climatological values. In addition, barotropic in- and outflow conditions were prescribed. Starting from an initial distribution of salinity and temperature and zero velocities a spin up of the model extending over 25 years was performed using climatological surface boundary conditions for tracers and momentum. The results presented here stem from additional 10-year simulations. The model climatology from an undisturbed reference run is in a fairly good agreement with observations and other model results on the basin scale. Discrepancies result from the numerics as well as from the representation of bottom topography, and the boundary conditions applied at the sea surface and to the adjacent oceans.

Sensitivity experiments have proven a great impact of bottom topography and thermohaline forcing on the course of the Antarctic Circumpolar Current and on the production and spreading of bottom water masses.

The focus of attention of this thesis was the examination of the model reaction to an observed mean velocity field which was imposed onto the velocity in a single near surface model layer. The influence of the relaxation method, which was applied with a short timescale, was mainly restricted to the upper ocean fields of tracers and momentum. While the altered distribution of salinity and temperature was not consistently improved when compared with observed data, a better representation of the near-surface flow field was achieved on a regional scale, e.g. latitude of separation of the Brazil Current from the coast was shifted to the north at approximately the correct latitude. Basinscale quantities such as the meridional heat transport remained largely unbiased by the assimilation procedure, indicating a strengthened circulation within the Subtropical Gyre with little change of netto transport across the gyre boundary as the main effect of the incorporation

of observed data.

This thesis consists of three parts. Firstly, some introductory remarks on the main circulation characteristics in the South Atlantic are made. The numerical model and the used data base are discussed. The model results are described in part 2, with the emphasis layed on the discussion of the effects of a strong restoring of the velocity to an observed mean velocity field. Finally, the model results are put in the context of other model results and recent observations.

Zusammenfassung

In dieser Arbeit werden Ergebnisse eines numerischen Modells der Zirkulation im Südatlantik vorgestellt. Ziel der Rechnungen war es, ein Abbild der mittleren, dreidimensionalen Zirkulation in diesem Meeresgebiet zu erhalten und Methoden zu testen, mit denen die simulierten Verhältnisse näher an beobachtete Verteilungen von Salz, Temperatur sowie Geschwindigkeitsfeldern gebracht werden können. Das Modell basiert auf den primitiven Gleichungen und wurde hier in einer nicht-wirbelauflösenden Version verwendet, mit horizontalen Gitterpunktabständen von $1.2^\circ \times 1^\circ$ in zonaler bzw. meridionaler Richtung. Die offenen Ränder des Modellgebietes wurden durch Anpassung der Salz- und Temperaturfelder an klimatologische Datensätze sowie durch vorgegebene barotrope Ein- und Ausstromverhältnisse parametrisiert. Ausgehend von einer klimatologischen Anfangsverteilung von Temperatur und Salzgehalt wurde das Modell zunächst über 25 Jahre integriert. Die in der Arbeit beschriebenen Ergebnisse stammen aus daran anschliessenden Rechnungen über jeweils weitere 10 Jahre. Die resultierenden Felder aus dem Referenzexperiment zeigen insgesamt eine gute qualitative Übereinstimmung mit Beobachtungen und vergleichbaren Modellen. Diskrepanzen sind außer auf die Numerik des Modells, auch auf die Darstellung der Bodentopographie sowie auf die Randbedingungen an der Meeresoberfläche und an den Übergängen zu den benachbarten Ozeanen zurückzuführen.

Es wurden Sensitivitätsstudien durchgeführt, in denen der Einfluß der Bodentopographie und des thermohalinen Antriebs auf den Verlauf des Antarktischen Zirkumpolarstroms und auf die Bildung und Ausbreitung von Wassermassen untersucht wurde.

Im Mittelpunkt steht jedoch ein Verfahren zur Kopplung des Geschwindigkeitsfeldes in einer Modellschicht an ein beobachtetes Geschwindigkeitsfeld und die Reaktion des Modells auf diese Anpassung. Es ergab sich, daß auf regionaler Skala eine verbesserte Darstellung der Strömungsverhältnisse erreicht wird. So wird z.B. das Vordringen des Malvinen Stromes nach Norden erreicht und entsprechend eine weiter nördlich beginnende Ablösung des Brasilstromes durch die Relaxation an beobachtete Daten ausgelöst. Während die oberflächennahe Zirkulation im Subtropenwirbel insgesamt verstärkt wird, erfahren beckenweit integrierte Größen wie der meridionale Wärmetransport sowie die Zirkulation im tiefen Ozean durch die Anpassung an Beobachtungen nur geringe Modi-

fikationen. Die Verteilung von Salz und Temperatur wird durch advektive und diffusive Prozesse verändert. Dabei wird jedoch keine konsistente Angleichung der modellierten Verteilungen an beobachtete Verhältnisse erreicht.

Inhaltsverzeichnis

I	Einführung und Modellgrundlagen	5
1	Einleitung	6
1.1	Zur Bedeutung des Südatlantiks in der globalen Ozeanzirkulation . . .	6
1.2	Ziele dieser Arbeit	8
1.3	Mittlere Zirkulation und Variabilität im Südatlantik	11
1.3.1	Ein Überblick	11
1.3.2	Brasilstrom, Malvinen-/Falkland Strom und deren Konfluenz	13
1.3.3	Benguela Strom	14
1.3.4	Nordbrasilstrom	15
1.3.5	Agulhas Stromsystem	15
1.3.6	Der Antarktische Zirkumpolarstrom	18
2	Das Modell und die Kopplung des Modells mit Daten	23
2.1	Das numerische Modell	23
2.1.1	Vermischungsansätze und Randbedingungen	25
2.1.2	Seitliche Randbedingungen	26
2.2	Datenassimilation	28

2.3	Der Anpassungsansatz für Geschwindigkeiten	29
3	Der Drift Datensatz	31
3.1	Datenvorbereitung für die Modellierung	33
II	Modellergebnisse	39
4	Der Referenzzustand des Modells — Experiment D37	40
4.1	Strömungsverhältnisse	40
4.2	Darstellung der Wassermassen	44
5	Sensitivitätsuntersuchungen	47
5.1	Thermohaliner Antrieb im polaren Südatlantik	47
5.2	Verbindung zwischen Argentinischem- und Brasilianischem Becken: Darstellung der Bodentopographie	48
5.3	Test der Methode zur Relaxation gegen beobachtete Geschwindigkeiten	52
6	Auswirkungen von schwachem und starkem Zwang an Beobach- tungsdaten	56
6.1	Schwaches <i>restoring</i> — Experiment D36	56
6.2	Starkes <i>restoring</i> — Experiment D38	58
III	Diskussion der Modellresultate im Vergleich mit Be- obachtungen und anderen Modellen	65
7	Qualitative Modellvergleiche	66
7.1	Beckenweite Simulation mit SPEM	66

7.2	Vergleich mit Nordatlantikmodell	69
8	Transporte und Hydrographie im Südatlantik in Beobachtungen und Modellen	78
8.1	Transporte von Volumen, Wärme und Salz	78
8.1.1	Volumentransporte	78
8.1.2	Wärmetransporte	85
8.1.3	Wärmebilanz für den südlichen Südatlantik	88
8.1.4	Lokale Änderungen im Wärmetransport	89
8.1.5	Salztransporte	91
8.2	Qualitativer Vergleich des Modells mit hydrographischen Schnitten .	92
8.2.1	Meridionalschnitt bei 25°W	93
8.2.2	Zonalschnitte bei 30°S und 19°S	95
9	Zusammenfassende Diskussion der Modellergebnisse	102
A		106
A.1	Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen	106
A.2	Tabellen	108
A.3	List of Figures	110
A.4	List of Tables	114
A.5	Danksagung	116
	Literaturverzeichnis	117

Teil I

Einführung und Modellgrundlagen

Kapitel 1

Einleitung

1.1 Zur Bedeutung des Südatlantiks in der globalen Ozeanzirkulation

Der Ozean ist ein wichtiger Teil des Klimasystems der Erde. Er stellt ein Speichermedium für sogenannte Treibhausgase (z.B. CO_2), für Wärme und Frischwasser dar. Besondere Bedeutung erfährt der Mechanismus der Tiefenwasserbildung, weil durch diesen Prozeß der Atmosphäre Treibhausgase für einen längeren Zeitraum entzogen werden können und die Konsequenzen eines erhöhten Treibhausgaseintrags in die Atmosphäre gedämpft werden. Konvektive Bildung von Tiefenwasser tritt in der Südhemisphäre in der Weddell See und in der Ross See am Antarktischen Kontinent auf, wo ein direkter Zusammenhang besteht zwischen der winterlichen Meereisbildung und dem Einsetzen von Konvektion. Hier entstehen die dichtesten Bodenwassermassen¹ im offenen Ozean.

Bedeutender jedoch ist die lokal auf die Labrador See und die Grönland See begrenzte Tiefenwasserbildung im Nordatlantik, wo die Konvektionsereignisse auf relativ kurze Zeiträume jeweils im Winter beschränkt sind (siehe z.B. *Schott et al., 1993* und *1994*). Die Konvektion im Nordatlantik ist die Folge einer enormen Abkühlung der relativ warmen, mit dem Golfstrom und dem Nordatlantischen Strom nach Nor-

¹WSBW/WSDW = Weddell Sea Bottom Water/Weddell Sea Deep Water

den transportierten Wassermassen durch Kontakt mit kalten Luftmassen arktischen Ursprungs. Die hohe Wärmeabgabe vom Ozean an die Atmosphäre im Nordatlantik hat einen nordwärts gerichteten ozeanischen Wärmetransport im Atlantik zur Folge, und zwar auch im Südatlantik. Im Vergleich dazu ist der Wärmetransport im Pazifik südlich wie nördlich des Äquators polwärts gerichtet.

Die Absinkbewegung im Norden ist der auslösende Vorgang für den unteren Zweig einer globalen Umwälzbewegung². Darin wird — stark schematisiert und der Darstellung von *Broecker(1991)* folgend — das Nordatlantische Tiefenwasser (NADW³), welches die durch konvektive Prozesse letztendlich entstehende Wassermasse ist, im Tiefen Westlichen Randstrom (DWBC⁴) nach Süden bis in den Antarktischen Wasserring und in diesem weiter ostwärts in den Indischen und Pazifischen Ozean transportiert. Auf seinem Weg verliert der Tiefenwassertransport durch Vermischungs- und Auftriebsprozesse allmählich an Intensität und seine Temperatur- und Spurenstoff-Charakteristiken. Der aus den anderen Ozeanen wieder in den Nordatlantik zurückführende oberflächennahe Zweig beschreibt die zur Tiefenwasserbildung notwendige Kompensationsströmung.

Dem Südatlantik kommt bei der oberflächennahen Ausgleichsbewegung von warmem Wasser in den Nordatlantik eine Schlüsselrolle zu, weil er das Bindeglied zwischen Pazifik und Indik einerseits und dem Nordatlantik andererseits darstellt (siehe Abbildung 1.1, in der auch die Bodentopographie des Beckens skizziert und geographische Bezeichnungen definiert sind). Es ist in der Wissenschaft umstritten, welchem Weg die größere Bedeutung für die horizontale Ausgleichsbewegung zukommt. Es konkurriert die von *Gordon (1986)* (siehe auch *Gordon et al., 1992*) empirisch ermittelte, sogenannte Warmwasser-Route vom Indischen Ozean über das Agulhas Stromsystem mit dem von *Rintoul (1991)* per Inversmodell errechneten, Kaltwasserpfad genannten Prozeß, vom Pazifischen Ozean durch die Drake Passage in den Südatlantik. *Gordon (1986)* schließt aus hydrographischen Daten, daß die Kompensation des aus dem Atlantik ausströmenden NADW über das warme, aus dem

²vielfach als *conveyor belt* bezeichnet

³NADW = North Atlantic Deep Water

⁴DWBC = Deep Western Boundary Current

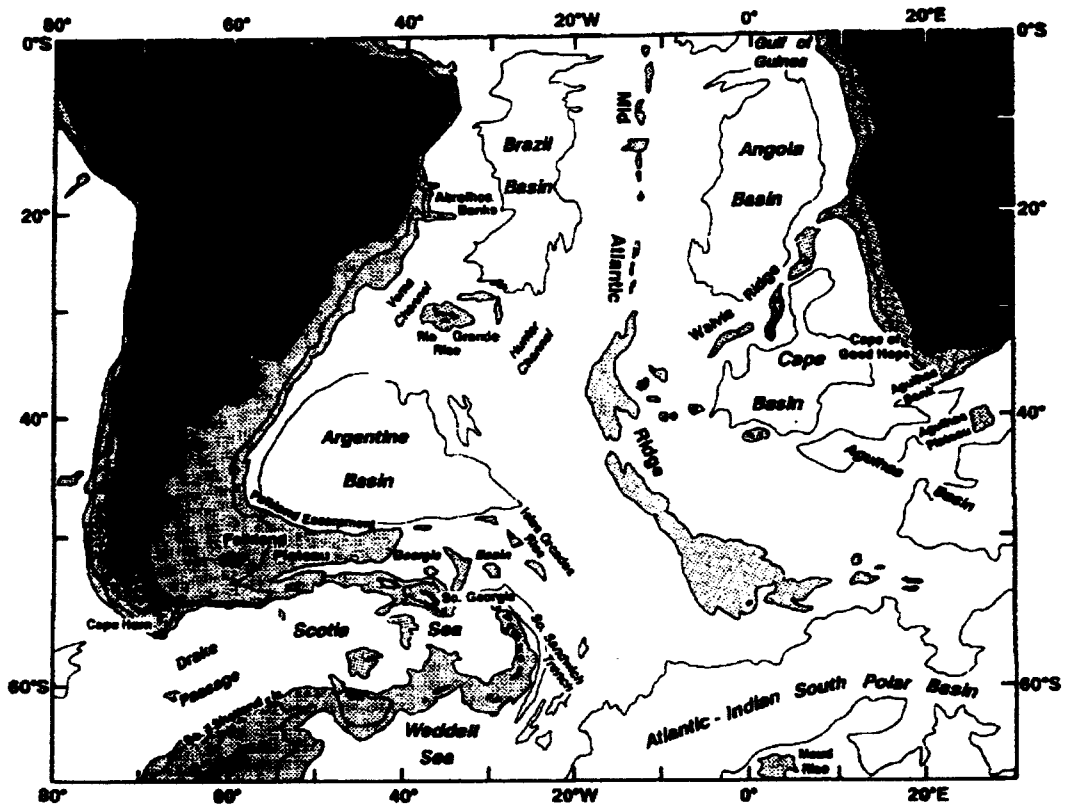


Abbildung 1.1: Bodentopographie im Südatlantik; aus Peterson und Stramma (1991)

wonnen wurden. Auch wenn der ACC nicht im Mittelpunkt dieser Arbeit steht, so haben die Modellergebnisse doch gezeigt, daß der Stromverlauf sehr sensitiv auf Änderungen der Bodentopographie und des thermohalinen Antriebs reagiert.

Das verwendete Modell und das Verfahren, das die beobachteten Geschwindigkeitsdaten mit dem Modell verknüpft, schließen sich an, gefolgt von der Diskussion der Datenbasis für das Modell.

In den Teilen 2 und 3 werden die Modellergebnisse diskutiert und anhand von Beobachtungen – z.B. neueren WOCE⁸-Schnitten – und anderen Modellergebnissen geprüft.

⁸ WOCE = World Ocean Circulation Experiment

1.3 Mittlere Zirkulation und Variabilität im Südatlantik

1.3.1 Ein Überblick

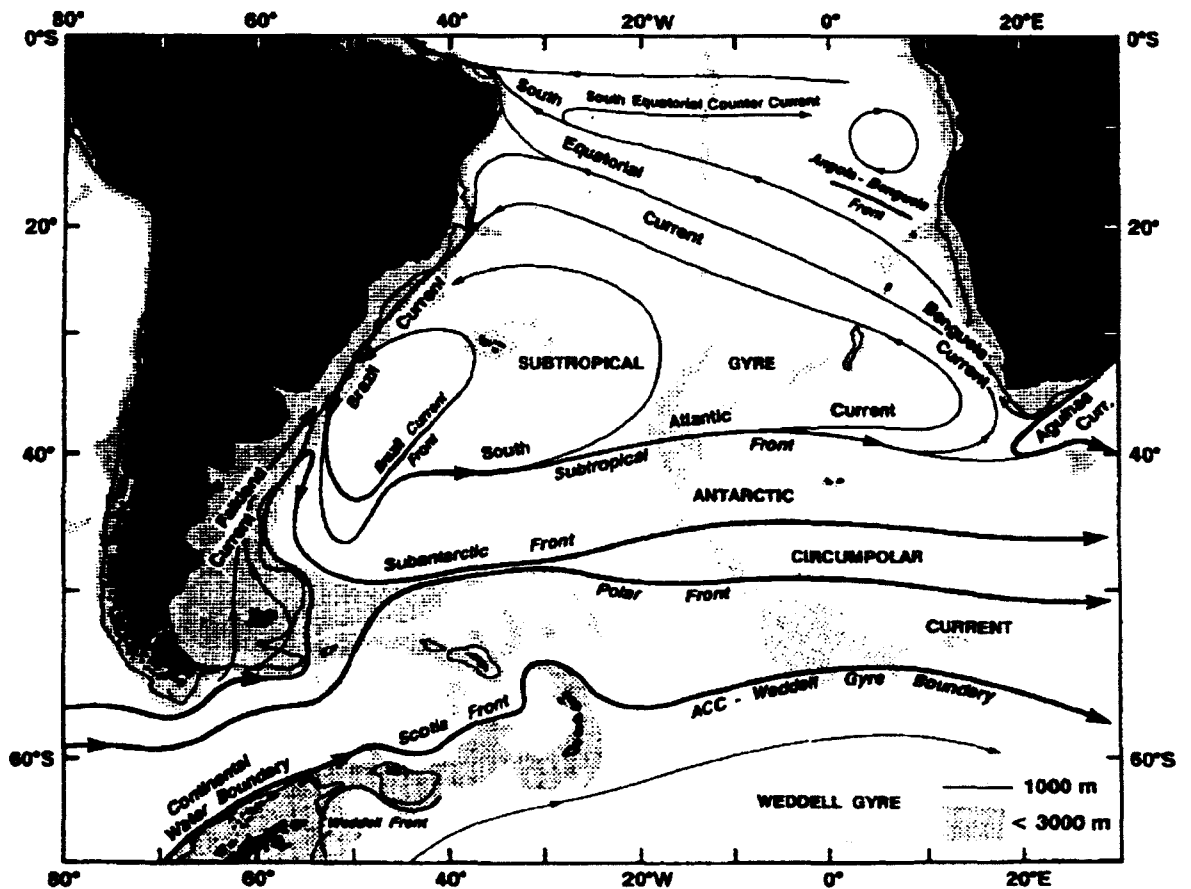


Abbildung 1.2: Schematische Darstellung der oberflächennahen Zirkulation im Südatlantik. Aus Peterson und Stramma (1991).

Reid (1989) beschäftigt sich mit der geostrophisch balancierten Zirkulation auch unterhalb der Thermokline und mit den Wassermassenverhältnissen im Südatlantik.

Das AAIW und das Antarktische Bodenwasser (AABW⁹) bzw. das Untere Zirkumpolare Tiefenwasser (LCDW¹⁰) werden im Südlichen Ozean gebildet und breiten sich nach Norden bis in den Nordatlantik aus (*Onken, 1995*). Das LCDW ist dabei die tiefste Wassermasse, die die Drake Straße passiert. AABW wird in der Literatur häufig als Oberbegriff für die Bodenwasser des Südlichen Ozeans verwendet, stellt aber eher ein Mischprodukt aus LCDW und dem Tiefenwasser der Weddell See dar (*Toggweiler und Samuels, 1995*).

Von *Peterson und Stramma (1991)* wurde das Zirkulationsschema in Abbildung 1.2 übernommen: Der südatlantische Subtropenwirbel setzt sich – beginnend mit dem westlichen Randstrom und der Strömung folgend – aus dem Brasilstrom (BC¹¹), dem an die Subtropenfront gekoppelten Südatlantischen Strom (SAC¹², siehe *Stramma und Peterson (1990)*), dem Benguela Strom (BEC¹³) und dem Südäquatorialstrom (SEC¹⁴, siehe *Stramma (1991)*) zusammen. Letzterer speist auch das äquatoriale Stromsystem (SECC¹⁵) sowie einen Teil des Nordbrasilstroms (NBC¹⁶), der den Äquator in den Nordatlantik überquert. Das Agulhas Stromsystem (AC und ARC¹⁷) trägt vor allem durch Ringablösung Wasser aus dem Indischen Ozean in den Südatlantik ein. Im tropischen Südostatlantik wird zwischen dem äquatorialen Stromsystem im Norden und dem BEC/SEC das Angola Becken mit dem Angola Dome eingegrenzt.

Der subpolare Südatlantik wird vom ACC dominiert. Ein Zweig bildet nach Passieren der Drake Straße den Falkland/Malvinen Strom (MC¹⁸), der am Argentinischen Schelf nach Norden strömt und in der Malvinen-Brasilstrom Konfluenzzone auf den südwardigen BC trifft. Der polare Ozean (nicht abgebildet) besteht aus der Weddell See mit dem Weddell Wirbel (siehe *Orsi et al., 1993*) und dem Antarkti-

⁹ AABW = Antarctic Bottom Water

¹⁰ (L)CDW = (Lower) Circumpolar Deep Water

¹¹ BC = Brazil Current

¹² SAC = South Atlantic Current

¹³ BEC = Benguela Current

¹⁴ SEC = South Equatorial Current

¹⁵ SECC = South Equatorial Counter Current

¹⁶ NBC = North Brazil Current

¹⁷ ARC = Agulhas Return Current

¹⁸ MC = Malvinas Current

schen Schelf mit einer schmalen westwärtigen Schelfströmung.

1.3.2 Brasilstrom, Malvinen-/Falkland Strom und deren Konfluenz

Der BC ist der westliche Randstrom des südatlantischen Subtropenwirbels. Im Vergleich zu anderen westlichen Randströmen ist der BC schwach ausgeprägt. Bei $19^{\circ}S$ besteht er aus einem schmalen Band mit einem Volumentransport von ca. $9Sv$ ¹⁹. Weiter nach Süden intensiviert sich der BC, d.h. er wird tiefer und breiter, wobei sein Volumentransport auf $20Sv$ zunimmt (*Zangenberg, 1995*). Zwischen $35^{\circ}S$ und $38^{\circ}S$ löst sich der Strom von der Küste und trifft auf den nordwärtigen MC, der die Verbindung des in der Drake Passage einströmenden ACC mit der Konfluenzregion darstellt. Die Konfluenzregion ist gekennzeichnet durch erhöhte mesoskalige Variabilität und starke Fronten, durch die das subtropische Wasser des BC vom subpolaren des ACC getrennt werden. Sowohl das Vordringen des BC nach Süden wie die nordwärtige Ausdehnung des MC sind zeitlichen Schwankungen unterworfen. Überlagert von Schwankungen im südwärtigen Vordringen des BC mit einer Periode von 1-2 Monaten erreicht der Strom im (Süd-)Sommer seine südlichste Position, im (Süd-)Winter der MC seine nördlichste. Während dieser Bewegung werden Wirbel gebildet, die in der Regel in südöstlicher Richtung in subantarktisches Wasser driften, wenigstens teilweise aber auch am Südrand des Subtropenwirbels in den östlichen Südatlantik gelangen können (*Smythe-Wright et al., 1996*). Die Ursachen der Variabilität in der Lage der Konfluenzregion sind nicht eindeutig geklärt. Eine enge Kopplung an die atmosphärische Zirkulation wird jedoch übereinstimmend von allen Autoren gefunden. *Provost und Le Traon (1993)* ermitteln aus Satellitendaten ein dominierendes Signal mit halbjährlicher Frequenz, was mit einer atmosphärischen Welle mit gleicher Frequenz assoziiert ist. Da dieses atmosphärische Signal lokal jedoch schwächer ist als das Signal mit Jahresfrequenz, schließen die Autoren eine lokale Ursache für die Variabilität in der Konfluenzregion aus. Demgegenüber kommen *Garzoli und Giulivi (1994)* durch Vergleich von ozeanischer Variabilität mit simultanen Windfeldern des

¹⁹ $1Sv_{verdrup} = 1.0 \times 10^6 \frac{m^3}{s}$

des afrikanischen Kontinents und seine Retroflexion. Diese verursacht einen Rezirkulationsstrom (ARC), der den größten Teil des im AC nach Westen strömenden Wassers wieder in das Innere des Indischen Ozeans zurückführt, siehe z.B. *Read und Pollard (1993)*.

Die Quellen des AC im Indischen Ozean sind wissenschaftlich noch nicht befriedigend bestimmt worden. Der entscheidende Beitrag zu dem Strom wird aus der Region östlich von Madagaskar (*Lutjeharms, 1981*) erwartet, während ein stetiger und nennenswerter Anteil aus dem Moçambique Kanal bezweifelt wird (*Sætre und Da Silva, 1984; Gründlingh et al., 1991*). Allerdings kann nach *Sætre und Da Silva (1984)* und *Gründlingh (1993)* für die Wintermonate ein kontinuierlicher südwärtiger Durchstrom des Kanals erwartet werden, der in den Agulhas Strom mündet. *Lutjeharms und Webb (1995)* machen in Modellergebnissen (*FRAM*) eine Rezirkulationszelle im Gebiet des Crozet-Plateaus (bei $40^{\circ}E$) als Quellregion für den AC aus, ohne jedoch weitere Indizien für diese These anzuführen.

Der Kern des AC hat einen Abstand von ca. 50km zur Ostküste Südafrikas. Der Volumentransport des AC liegt östlich von Afrika bei 20 – 25 Sv (*Gründlingh et al., 1991*, geostrophisch relativ zu 1000m Tiefe) und nimmt auf 70 – 95 Sv in der Retroflexionsregion zu (*Gordon et al., 1987*, geostrophische Transporte relativ zu 1500m bzw. relativ zum Meeresboden).

Der Prozeß der Retroflexion und die damit verbundene Wirbelbildung ist ein hoch variabler Vorgang. Die Ringe werden durch eine Mischform von barokliner und barotroper Instabilität gebildet (*Schmitz, 1996*). Die Abschnürung von Agulhasringen und deren Bewegung nach Westen ist von besonderem Interesse, weil dies der wichtigste Mechanismus ist, mit dem Wassermassen aus dem Indischen Ozean in den Atlantik eingetragen werden. Die Bedeutung der Filamente und des schmalen und flachen Agulhas Schelfrandstromes ist dagegen geringer (*Garzoli und Gordon, 1996*). Es bilden sich jährlich 5 - 9 Ringe, die jedoch nicht notwendigerweise den Südatlantik erreichen, sondern teilweise vom AC re-absorbiert werden. *Gordon und Haxby (1990)* identifizieren in ihrer Untersuchung fünf Agulhasringe pro Jahr, die in den Südatlantik eindringen, *van Ballegooyen et al., (1994)* berechnen den Eintrag von Wasser

aus dem Indischen Ozean über Agulhasringe zu $6.3 - 7.3 Sv$ bei durchschnittlich sechs gebildeten Ringen jährlich. Ob sich Ringe bilden, ist abhängig von der Stärke des AC und der damit verbundenen geographischen Lage der Retroflexionsregion. Zudem scheint eine Korrelation zwischen dem Auslösen einzelner Strommäander in der Bucht von Natal, den sogenannten "Natal Pulses", und nachfolgenden Ringbildungsprozessen zu bestehen (*van Leeuwen und De Ruijter, 1996, Lutjeharms und Roberts, 1988*).

Matano (1996) findet eine Abhängigkeit der Ringablösung von der Darstellung der Bodentopographie in einem numerischen Modell. Er weist in seinen prozeßorientierten Untersuchungen mit einem σ -Koordinaten Modell auf die Bedeutung der Bodentopographie für das Retroflexionsverhalten des AC hin und identifiziert mit dem Agulhas-Plateau und dem Agulhas-Rücken in Übereinstimmung mit Beobachtungen (z.B. *Lutjeharms und van Ballegooyen, 1988* und *Snaith und Robinson, 1996*) zwei Regionen, in denen Retroflexion und Ringbildung vorzugsweise stattfinden.

Das *FRAM* reproduziert das Agulhas Stromsystem inklusive der Retroflexion und Ringbildung. Allerdings retroflektiert der Strom im Modell östlich von $30^\circ E$, während dies in der Regel westlich von $20^\circ E$ beobachtet wird (*Lutjeharms und Webb, 1995*). In seiner Analyse von Geosat-Daten und *FRAM*-Feldern findet *Feron (1995)* im Modell eine strenge Periodizität in der Bildung von Agulhasringen, während er in Satellitendaten unterschiedlich starke Ringbildungsprozesse auf unterschiedlichen Zeitskalen feststellt.

In einer Serie von Experimenten mit barotropen bzw. (quasi-) isopyknischen Modellen (siehe *De Ruijter und Boudra, 1985; Boudra und De Ruijter, 1986; Boudra und Chassignet, 1988; Chassignet und Boudra, 1988; Boudra et al., 1989*) wurden die Ursachen für die Retroflexion des AC in der Vorticitybalance ermittelt: Entlang der Südafrikanischen Ostküste wird der Eintrag an planetarer Vorticity durch die Reibung am (Modell-)Rand kompensiert. Nach Ablösung des Stroms vom Kontinent erfordert die Erhaltung der potentiellen Vorticity dann eine Drehung des Stromes nach Osten. Zusätzlich zur planetaren Vorticity wird dem Strom durch Vortex-stretching Vorticity zugeführt, was das Abdrehen des Stromes unterstützt.

Ob der ARC saisonaler Variabilität unterliegt, ist unklar. Geosat-Altimeterdaten geben zwar Hinweise darauf, *Quartly und Srokosz (1993)* schränken aber ein, daß die Satellitendaten den saisonalen Zyklus nur begrenzt auflösen (5 – 6 Überflüge pro Quartal in einem Zeitraum von 2 Jahren) und im *FRAM* kein saisonales Signal im ARC gefunden wird.

1.3.6 Der Antarktische Zirkumpolarstrom

Die einzige erdumspannende Meeresströmung ist der ACC. Er kann in zonal verlaufende Strombänder unterteilt werden, die an die Lage von ozeanischen Fronten gekoppelt sind und die wiederum die Lage von relativen Strom-Maxima innerhalb des ACC bestimmen (siehe *Peterson und Stramma, 1991*, und *Nowlin und Klinck, 1986*). Für den mittleren Volumentransport wird häufig ein Wert um $130 Sv$ (*Whitworth et al., 1982*) angenommen. Es werden jedoch Transportschwankungen von 20% berichtet. Die barotrope Komponente im ACC überwiegt die barokline, sodaß trotz der hohen Transporte die Stromgeschwindigkeiten relativ gering sind (in der Drake Passage z.B. in der Größenordnung von $10 cm/s$, siehe *Nowlin und Klinck, 1986*). In den globalen bzw. hemisphärischen Modellen (z.B. *FRAM*, *Semtner und Chervin, 1992*, und *England und Garçon*) wird der barotrope Transport des ACC um bis zu 50% gegenüber Beobachtungen überschätzt. *Grose et al. (1995)* führen dies auf die Darstellung der Bodentopographie zurück, die im Falle von *FRAM* auf einem gröberen Gitter geglättet vorliegt als das numerische Gitter. Darüber hinaus deuten diese Unterschiede auch darauf hin, daß die Dynamik des ACC noch nicht vollständig verstanden ist bzw. von Modellen nicht richtig reproduziert wird, siehe unten.

Neuere Arbeiten von beobachtender Seite beschäftigen sich u.a. mit der Variabilität des ACC unter Ausnutzung von Satelliten Altimeterdaten. *Woodworth et al. (1996)* belegen in ihrer Studie die Möglichkeit, mit der TOPEX/POSEIDON- Mission Transportschwankungen in der Drake Passage auf saisonaler und zwischenjährlicher Zeitskala zu beobachten. Sie schränken aber ein, daß vor allem am Südrand der Drake Passage die Altimetrie zusammen mit *in situ* Messungen und Modelldaten

genutzt werden müssen, um die baroklinen Effekte, Bodendruckschwankungen und Gezeiten genauer in die Analyse einbringen zu können.

Gille (1994) und *Gille und Kelly (1996)* untersuchen die räumliche und zeitliche Variabilität des ACC. Sie weisen darauf hin, daß erhöhte Variabilität mit großen Änderungen der Bodentopographie im Verlauf des ACC verbunden ist. Ihre Analyse von Geosat Altimeterdaten ergibt, daß die Variabilität der Meeresoberflächenauslenkung an Wirbelprozesse geknüpft ist mit Zeitskalen von etwas mehr als einem Monat und Längenskalen unter 1000km . Dem Wirbelfeld des ACC kommt eine hohe Bedeutung zu, weil es den dominierenden Anteil zum meridionalen Wärmetransport im Südlichen Ozean darstellt (*de Szoeke und Levine, 1981*). Aufgrund ihrer Untersuchungen kommen *Gille und Kelly (1996)* außerdem zu dem Schluß, daß Änderungen im Windfeld keinen beschleunigenden (oder bremsenden) Einfluß auf den ACC haben, sondern daß Fluktuationen im Windfeld lokal auf Skalen unter 1000km dissipiert werden.

Dynamik des ACC

Wie bereits im vorhergehenden Abschnitt angedeutet, kommt der Bodentopographie für die Dynamik des ACC eine besondere Bedeutung zu. Der ACC gilt als in erster Linie windgetrieben. In frühen Modellen (*Munk und Palmén, 1951*) balancieren sich in einem Ozean mit flachem Boden laterale Reibung und der windbedingte Impulseintrag an der Oberfläche. Um jedoch realistische Werte für den Transport des ACC zu erzielen, ist die Wahl von unrealistisch hohen Austauschkoeffizienten notwendig. *Munk und Palmén (1951)* schlossen daraus, daß der ACC eine starke, bis zum Boden reichende Komponente haben muß, wo der ACC durch Wechselwirkung mit der Topographie gebremst wird. Realistische Werte für die Breite des ACC, den Vermischungskoeffizienten und den Windstress führten dagegen zu unrealistischen Transporten in der Größenordnung von 1000Sv (*Hidaka und Tsuchiya, 1959*)²⁴. Spätere Experimente mit Berücksichtigung von Bodentopographie bestätigten die Sensitivität des ACC-Transportes, ohne daß der ACC aber korrekt dargestellt wer-

²⁴Diese Modelleigenschaft wird in der Literatur auch als "Hidaka's Dilemma" bezeichnet.

den konnte. Ein realistischer ACC mit realistischer Bodentopographie konnte erst bei Mitberücksichtigung einer Dichteschichtung simuliert werden (Cor, 1975). Dies weist auf die Bedeutung der Wechselwirkung zwischen Schichtung und Bodentopographie hin²⁵.

Die Bodentopographie wirkt durch zwei Haupteffekte: Zum einen beschränkt sie die Strömung in der Tiefe, zum anderen kann sich über die Topographie in Stromrichtung ein Bodendruckgradient aufbauen, der einen Form-Stress²⁶ verursacht und der einen Impulsübertrag vom Ozean in den Meeresboden bewirkt. Das heißt, die Strömung erzeugt einen Druckgradienten über einen meridionalen Tiefseerücken mit höherem Druck auf der Westseite und geringerem Druck auf der Ostseite der Topographie. Notwendige Bedingung für das Wirken von Form-Stress ist das Vorhandensein von mesoskaligen Wirbeln, die den an der Meeresoberfläche eingebrachten Impuls in die Tiefe transferieren können, siehe z.B. Marshall et al. (1993) und Wolff und Olbers (1989).

Die Analyse globaler bzw. hemisphärischer, z.T. hochauflösender Modelle, die den gesamten Verlauf des ACC abdecken, haben das Verständnis der Dynamik des ACC und der Bedeutung der Bodentopographie im Besonderen weiter verbessert. Cai und Baines (1996) weisen darauf hin, daß durch thermohalinen Antrieb allein bereits starke thermohaline Fronten gebildet werden, die wiederum einen stark ausgeprägten ACC in einem grobauflösenden Modell erzeugen. Auch Form-Stress kann wirken, da durch die topographisch geführten tiefen Strömungen und die konvektive Produktion dichten Wassers ein Druckgradient über topographische Hindernisse aufgebaut wird (siehe auch England, 1993). Der korrekte Transport des ACC ergibt sich in ihrem Modell jedoch nicht aus der einfachen Superposition von thermohalinem und windgetriebenem Anteil, sondern ist das Resultat der Wechselwirkung beider Anteile.

In den wirbelaflösenden Modellen wurden die Regionen identifiziert, in denen der Form-Stress besondere Bedeutung gewinnt. Die größte Bedeutung kommt hier dem Bereich der Drake Passage und der angrenzenden Scotia See zu. Die Vorticityba-

²⁵wird mit *JEBA*R = *Joint Effect of Baroclinicity and Topography* bezeichnet

²⁶gebräuchlich sind die englischen Ausdrücke *bottom form drag* und *form stress*

lance in *FRAM* ergibt, daß zwischen $40^{\circ}W$ und $70^{\circ}W$ (in ostwärtiger Richtung) ein südwärtiger Sverdrup-Transport über $55^{\circ}S$ stattfindet, der nach Passieren der Drake Passage durch den nordwärtigen westlichen Randstrom (Malvinen Strom) ausgeglichen wird (*Wells und de Cuevas, 1995*). *Hughes und Killworth (1995)* identifizieren mit dem Südamerikanischen Schelf und dem Pazifisch-Antarktischen Rücken zwei Gebiete, die die Hauptsenzen für den Impulseintrag in den ACC des *FRAM* darstellen. Sie unterteilen den Strom in drei Régime: Regionen, in denen er bis zum Meeresboden topographisch abgelenkt wird, tiefe Becken mit barotroper aber sehr geringer Geschwindigkeit am Boden sowie lokale Gebiete, die die ersten zwei Regionen miteinander verbinden und in denen starke Bodendruckgradienten über die ausgeprägte Topographie aufgebaut werden und der Form-Stress wirken kann.

Analysen des *Semtner-Chervin*-Modells (*Semtner und Chervin, 1992*) und von Satellitendaten (*Gille, 1995; Gille, 1997*) ergeben, daß sich die Wirkung des Form-Stress fast ausschließlich auf die topographischen Hindernisse der Drake Passage, des Kerguelen-Plateaus ($60^{\circ}E$), des Campbell-Plateaus ($170^{\circ}E$) und in etwas geringerem Maße auf zwei weitere topographische Charakteristiken im Indik bzw. Pazifik begrenzen läßt. Der mit der Topographie assoziierte westliche Randstrom tritt außer östlich der Drake Passage auch (schwächer ausgeprägt) beim Campbell-Plateau auf. *Gille (1995, 1997)* bestätigt frühere Untersuchungen, nach denen die Topographie eine kritische Höhe übersteigen muß, um als eine effektive Impulssenke zu wirken. Weiterhin weist sie ebenso wie *Killworth (1992)* auf die ausgeprägte vertikale Kohärenz des ACC hin, der zwar einer vertikalen Geschwindigkeitsscherung unterliegt, in dem aber Fluktuationen z.B. des Windfeldes barotrop abgebildet werden.

Die Modellergebnisse werden dadurch eingeschränkt, daß die Modelle im Südlichen Ozean nur marginal wirbelaflösend sind. Die Impulsbilanz im Modell von *Semtner und Chervin (1992)* ergibt, daß dem biharmonischen Reibungsterm in der Balancierung des Windeffektes eine größere Bedeutung zukommt als den im Modell vorhandenen Wirbeln, was *Gille (1997)* zu dem Schluß führt, daß kleinere Prozesse, als sie mit der vorhandenen Gitterweite (0.5°) aufgelöst werden können, für die Impulsbilanz des ACC wichtig sind. Weiterhin stellt sie fest, daß die Impulsbilanz des ACC zu unterschiedlichen Gewichtungen der einzelnen Terme führt, je nachdem ob

die Analyse in zonal verlaufenden Koordinaten oder in dem Strom folgenden Koordinaten durchgeführt wurde. Diese Unterschiede wurden auch in *FRAM* gefunden (Ivchenko et al., 1996).

Kapitel 2

Das Modell und die Kopplung des Modells mit Daten

2.1 Das numerische Modell

Das für diese Arbeit benutzte Modell wird in der Literatur meist als Bryan–Cox Modell oder auch GFDL-Modell¹ bezeichnet. Es beruht auf den sogenannten Primitiven Gleichungen, die durch geeignete Approximationen aus den Erhaltungsgleichungen der Thermo- und Hydrodynamik abgeleitet werden (*Müller und Willebrand, 1989*). Die auf ein Arakawa-B-Gitter (*Mesinger und Arakawa, 1976*) diskretisierten Gleichungen wurden numerisch für die prognostischen Variablen Temperatur, Salzgehalt und barokline Geschwindigkeiten gelöst. Der weiten Verbreitung dieses Modelltyps entsprechend ist die Anzahl der Veröffentlichungen zur Physik und zur Numerik des Modells groß. Es kann daher an dieser Stelle auf eine detaillierte Modellbeschreibung verzichtet werden. Stattdessen sei auf die Arbeiten von *Bryan (1969)* und *Cox(1984)* sowie *Pacanowski et al. (1991,1995)* verwiesen. Letztere beschreiben ausführlich die hier verwendete Modellversion MOM² 1 (bzw. die Nachfolgeversion MOM 2). Im folgenden sollen jedoch spezielle Modelleigenschaften und Parametrisierungen für die durchgeführten Experimente beschrieben werden. Das Modellgebiet erstreckt sich

¹GFDL: Geophysical Fluid Dynamics Laboratory

²Modular Ocean Model

von $74^{\circ}W$ bis $46^{\circ}E$ sowie von $79^{\circ}S$ bis $12^{\circ}N$ bei einer Auflösung von 1° in meridionaler und 1.2° in zentraler Richtung. Die Vertikale ist in 30 Schichten aufgeteilt, deren Dicke von der Oberfläche zum Boden hin zunimmt (siehe Tabelle A.2). Die horizontale und vertikale Auflösung entspricht damit der des 1-Grad-Nordatlantikmodells wie es z.B. von *Döscher (1994)* verwendet wurde. Beide Modelle überlappen sich im äquatorialen Atlantik zwischen $15^{\circ}S$ und $12^{\circ}N$.

Die Darstellung der Bodentopographie ist realistisch im Rahmen der horizontalen Auflösung³. Für die meisten Versuche wurde jedoch durch eine zusätzliche Glättung sichergestellt, daß an jedem Modellgitterpunkt advektive Flüsse möglich sind. Die Bodentopographie des Modells ist in Abbildung 2.1 gezeigt.

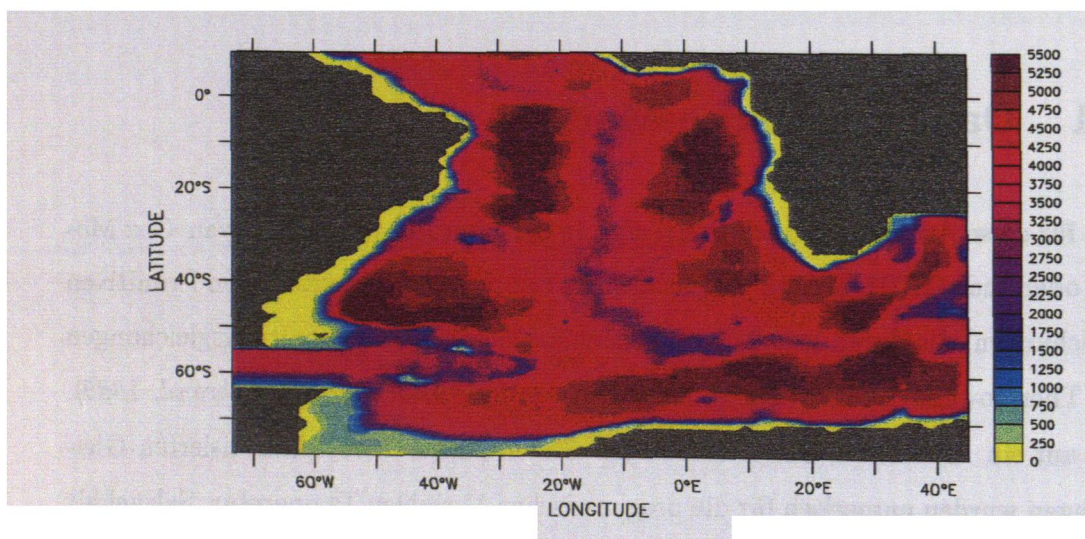


Abbildung 2.1: Wassertiefe in m (Bodentopographie) im Modell des Südatlantiks.

³Mit Ausnahme der Scotia See: Dort ist für die beiden hauptsächlich beschriebenen Experimente ein Kanal ohne Tiefenänderung in zentraler Richtung vorgegeben. Auf diese Weise wird sichergestellt, daß der ACC im Nordteil der Drake Passage konzentriert bleibt und keine topographische Ablenkung in den Südteil der Meeresstraße erfährt.

2.1.1 Vermischungsansätze und Randbedingungen

Die Vermischung von Temperatur und Salz geschieht hauptsächlich entlang von Isopyknen (*Redi, 1982*), in Abhängigkeit von deren Neigung. Ab einer kritischen Neigung findet auch diapiknische Vermischung statt. Für den Impuls wurde Laplace'scher Austausch gewählt. Die "rigid lid" Approximation für die Meeresoberfläche filtert Oberflächenschwerewellen heraus ($w = 0$ bei $z = 0$) und erlaubt so einen größeren Zeitschritt für die Integration. An den seitlichen Übergängen von Meer zu Land/Topographie gelten die "no slip-" und die "no flux-" Bedingungen ($u = 0, v = 0, T_n = 0$) wobei T_n den Fluß von Temperatur und Salz normal zur Berandung bezeichnet. Die Bodenreibung wird durch ein quadratisches Reibungsgesetz mit dem Koeffizienten $c_D = 1.3 \times 10^{-3}$ dargestellt. An der Meeresoberfläche wird der Windantrieb berücksichtigt, indem eine vertikale Geschwindigkeitsscherung zwischen der Atmosphäre und der obersten Modellschicht aufrecht erhalten wird:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\tau^\lambda}{A_{MV}} \quad \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\tau^\phi}{A_{MV}} \quad (2.1)$$

Für die Komponenten des Windstress' τ^λ, τ^ϕ wurden die Monatsmittelwerte aus der Klimatologie von *Hellermann und Rosenstein (1983)* genutzt. Der thermohaline Antrieb des Modells erfolgt über Newton-Relaxationen der obersten Modellschicht an klimatologische Jahresmittel für den Oberflächensalzgehalt und an klimatologische Monatsmittelwerte einer scheinbaren Atmosphärentemperatur, in die der Einfluß der Einstrahlung auf die Wärmebilanz für die Meeresoberfläche eingeht (*Oort und Von der Haar (1981)*). Für den Salzgehalt erfolgt die Kopplung an ein klimatologisches Jahresmittel (*Levitus, 1982* und *Olbers et al., 1992*, deren Datensatz den Südlichen Ozean bis $30^\circ S$ umfaßt). Mit einer Kombination dieser dreidimensionalen Klimatologien wurden die entsprechenden Modellfelder initialisiert. In Tabelle 2.1 sind die Parameter-Einstellungen des Modells zusammengefaßt.

Modellparameter		
dx	1.2°	zonale Auflösung
dy	1.0°	meridionale Auflösung
Nz	30	Anzahl Schichten
dt	1h	Zeitschritt
τ^x/y		Hellerman & Rosenstein mittlere monatliche Winde
τ_{sf}	30d	restoring an $S_{z=0}, T_{Luft}$
τ_{vel}	6h	restoring in Schicht $k = 3 = 90m$
Austausch-/Diffusionskoeffizienten in cm^2/s		
A_{MH}	1.0×10^8	horizontaler Austausch
A_{HH}	5.0×10^6	horizontale Diffusion
A_{iso}	1.0×10^7	isopyknische Vermischung
A_{MV}	10.0	vertikaler Austausch
A_{HV}	0.3	vertikale Diffusion
Prognostische Variablen		
u		Zonalgeschwindigkeit
v		Meridionalgeschwindigkeit
T		pot. Temperatur
S		Salzgehalt
Diagnostische Variablen		
w		Vertikalgeschwindigkeit
ψ		Barotrope Stromfunktion
...		

Tabelle 2.1: Tabelle des Modellaufbaus und der Modellparameter

2.1.2 Seitliche Randbedingungen

Eine spezielle Randbedingung muß gewählt werden, um die Wechselwirkungen mit den benachbarten Ozeanen (Nordatlantik, Pazifik und Indik) über die Berandungen des Modells zu parametrisieren. Diese Parametrisierung kann mehr oder weniger beliebig aufwendig betrieben werden, indem aktive offene Randbedingungen verwendet

werden. Deren grundsätzliche Problematik wird z.B. von *Røed und Cooper (1986)* diskutiert. In FRAM wurde eine modifizierte Sommerfeld'sche Abstrahlungsbedingung für Temperatur, Salzgehalt und barokline Geschwindigkeiten implementiert, die von *Stevens (1990, 1991)* für den Bryan-Cox Modelltyp entwickelt wurde. Diese Randbedingung erlaubt es Phänomenen, das Modellgebiet über die offenen Ränder zu verlassen und dabei Störungen der Modelllösung im Inneren durch Reflexionen am Rand zu minimieren. Bei Einstromsituationen von außen ins Modell hinein erfolgt bei vielen offenen Randbedingungen eine Anpassung an klimatologische Daten.

In den Rechnungen für diese Arbeit wurde ein anderer Weg beschritten. Statt einer aktiven Randbedingung werden die Randwerte für Temperatur und Salzgehalt auf klimatologischen Werten festgehalten und die Geschwindigkeitskomponenten entsprechend aus der Klimatologie berechnet. Während dies in der Drake Passage eine Randbedingung darstellt, die sich aufgrund der dort vorherrschenden Einstromsituation in ihrer Auswirkung auf das Modellinnere nicht grundsätzlich von einer aufwändigeren aktiven Randbedingung unterscheidet, ist die Lage am Ostrand anders: Dort sind sowohl Einstrom (AC) wie auch Ausstrom (ARC und ACC) zu parametrisieren. Daher wurde eine Reibungszone definiert, in der die Vermischungskoeffizienten für Impuls und Tracer exponentiell zum Ostrand hin auf den letzten fünf Gitterpunkten ansteigen. Dies entspricht dann einer Dämpfungszone, in der vom Rand reflektierte Wellen zurückgehalten werden und nicht ins Modellinnere vordringen können. Kontrollexperimente, in denen die Trajektorien von Partikeln verfolgt wurden, zeigen, daß diese Methode erfolgreich die Abschirmung des Modellinneren gegen unerwünschte Randeffekte bewirkt. Daher wurde in der Folgezeit darauf verzichtet, aktive offene Randbedingungen zu implementieren.

Zusätzlich wurden Randwerte für die barotrope Stromfunktion vorgeschrieben. Im südlichen Ozean wird ein ACC in der Drake Passage von $130 Sv$ vorgegeben. Der barotrope Einstrom des ACC ist asymmetrisch, das heißt er ist in der nördlichen Drake Passage konzentriert und schwächer im Südteil der Meeresstraße. Sowohl der vorgeschriebene Volumentransport wie auch seine Bündelung im nördlichen Teil der Drake Passage sind eine Näherung an die beobachteten Verhältnisse, siehe z.B. *Peterson und Stramma (1991)* und *Whitworth et al., (1982)*.

dann deshalb, weil es sich wie oben angedeutet bei den Assimilationsmethoden um Techniken zu einer schwachen, d.h. die Modellphysik nicht dominierenden, Kopplung eines Modells an eine beobachtete *zeitliche Entwicklung* handelt, während hier der Grenzfall einer Assimilation mit einer starken, d.h. die ageostrophischen Terme der Bewegungsgleichungen beherrschenden Anpassung an einen beobachteten *mittleren Zustand* erfolgt. Zusätzlich wird durch die direkte Veränderung der Modellgeschwindigkeit in die geostrophische Balance eingegriffen, ohne daß der zusätzliche Term die Größenordnung der Druck- oder Coriolisterme erreicht. In das Modell wird also ein rückstellender Prozeß eingeführt, der im folgenden auch als solcher benannt wird.

Das *restoring* wurde auf die Impulserhaltungsgleichungen der dritten Modellschicht ausgeübt, deren Mittelpunkt etwa in 90m Tiefe liegt. Die Gleichung für die zeitliche Änderung der Zonalgeschwindigkeit u lautet dann:

$$u_t = -p_x + fv + Lu + A + F + \frac{1}{\tau_{vel}} \times (u_{obs} - u_{mod}) \quad (2.2)$$

Dabei ist u_t die lokale zeitliche Änderung von u , $-p_x$ der Druckgradientterm, fv der Coriolis term. Lu beinhaltet die nichtlinearen Terme, A und F die horizontalen und vertikalen Parametrisierungen des Impulsaustausches. Der letzte Term auf der rechten Seite ist die Differenz zwischen der Beobachtungsgeschwindigkeit u_{obs} und der Modellgeschwindigkeit u_{mod} , gewichtet mit der Zeitskala τ_{vel} . Diese wäre eine Funktion der Zeit bei dem oben erwähnten "nudging"-Verfahren, um die zeitliche Abfolge von Beobachtungsdaten darzustellen. Hier ist τ_{vel} unabhängig von der Zeit, d.h. zu jedem Zeitschritt wird das Modell mit einer konstanten Gewichtung gegen ein Beobachtungsfeld gezwungen. Die Stärke des *restoring* ändert sich nur durch die zeitliche Entwicklung der Differenz von Beobachtungsfeld zu Modellfeld. Die aktuelle Größe des Parameters τ_{vel} bestimmt in Gleichung 2.2 die Bedeutung des *restoring*-Terms im Verhältnis zu den physikalischen Termen.

Kapitel 3

Der Driftdatensatz

Zur Verfügung stand der WOCE-Driftdatensatz des IfM Kiel, der aus den Positionsmeldungen von mehr als 240 Driftbojen gewonnen wurde, die zwischen 1990 und 1995 als Teil des WOCE-Messprogramms im Südatlantik und im südwestlichen Indik ausgelegt worden sind. Alle Bojen waren mit einem Segel in 100m Tiefe ausgestattet, was den Einfluß des Windes auf das Driftverhalten minimiert und den Driftern ein Folgen der geostrophischen Strömung erlaubt. Soweit die Bojen mit einem Segelabriß-Sensor ausgestattet waren, wurden jene Daten eliminiert, die nach dem wahrscheinlichen Abriß des Segels noch aufgezeichnet wurden. In Zweifelsfällen wurden die Daten nach dem von *Brügge und Dengg (1991)* beschriebenen Verfahren aus dem Datensatz entfernt. *Schäfer und Krauß (1995)* haben den bis 1994 vorhandenen Datensatz beschrieben und im Hinblick auf die Wirbelstatistik ausgewertet.

Der resultierende Datensatz ist in Abbildung 3.1 in Form einer Trajektorien-darstellung gezeigt. Zunächst zu erkennen sind die Regionen, in denen die Bojen hauptsächlich ausgelegt wurden. Dadurch ist in der Agulhas Retroflexionsregion, dem Bereich des Westlichen Randstromes vor der brasilianischen Küste und der Konfluenzregion eine relativ hohe Datendichte vorhanden und kleinskalige Phänomene (Wirbel) werden aufgelöst. Der Zirkumpolarstrom wird östlich von $35^{\circ}W$ im wesentlichen durch ein Stromband zwischen $45^{\circ}S$ und $50^{\circ}S$ beschrieben. Eine lokal hohe Datenabdeckung ist auch im nördlichen Teil des SEC, im Angola Becken und verstärkt in der Scotia See östlich der Drake Passage zu beobachten. "Weiße

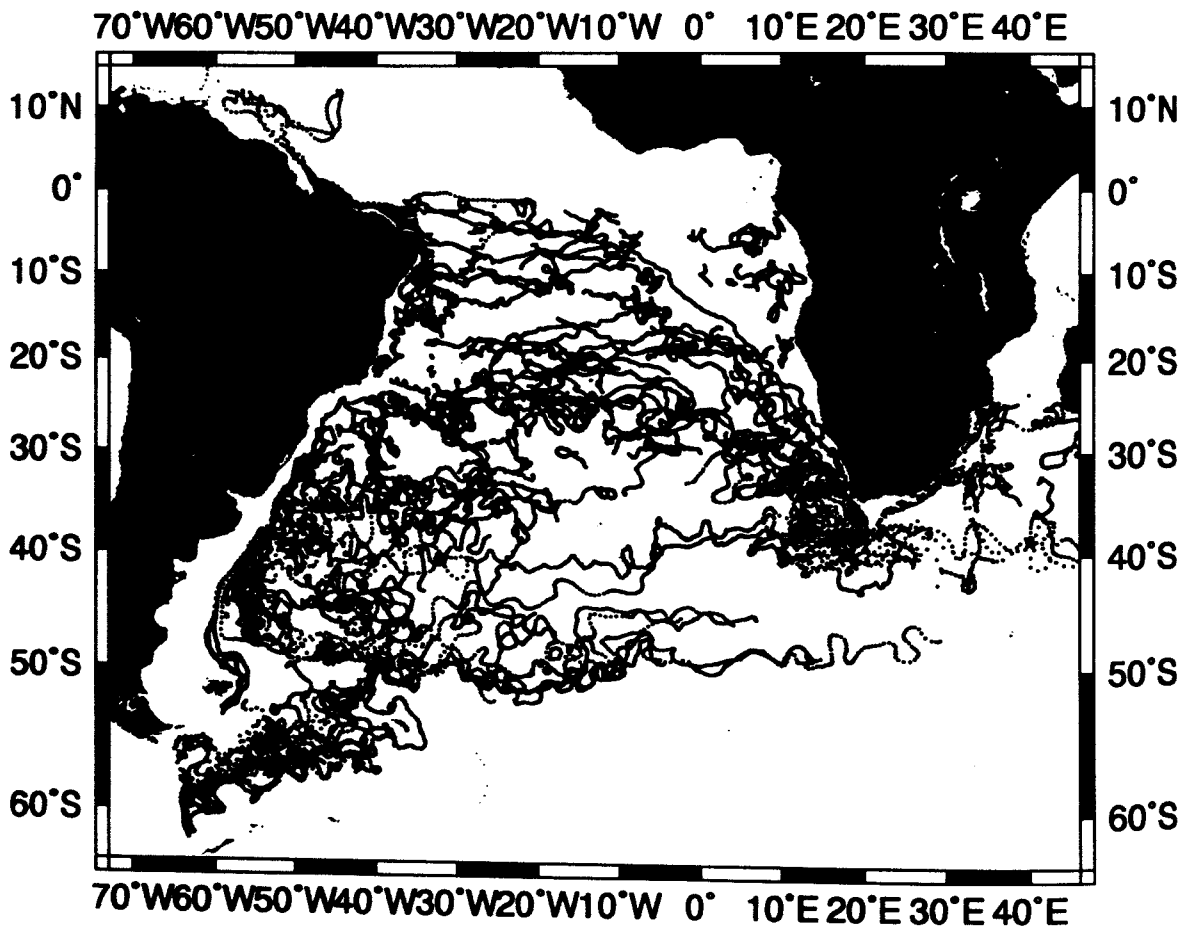


Abbildung 3.1: Trajektorien- bzw. Punktdarstellung der mittleren täglichen Positionen aller Drifter im Südatlantik nach Bereinigung der Daten

Flecken", also Regionen, die nicht von Driftern erreicht wurden, gibt es vor allem im zentralen Subtropenwirbel und im südöstlichen Atlantik westlich der Retroflexionsregion und des BEC.

Zwei Auffälligkeiten sind im Datensatz zu beobachten: Zum einen die Retroflexion des NBC bei etwa $7^{\circ}N$, die nur durch zwei Trajektorien dokumentiert wird.

Dies liefert einen weiteren Hinweis auf die zeitliche und räumliche Variabilität der Retroflexion, wie sie auch in anderen Arbeiten beschrieben wird.

Als zweites fällt die fehlende direkte Verbindung zwischen ACC und MC auf. Alle Drifter in der Nähe der Drake Passage verbleiben innerhalb der Scotia See in Prozessen mit kleiner Skala bzw. bewegen sich über den Nord-Scotia-Rücken in das Georgia Becken und von dort ostwärts. Da es sich bei den Driftdaten um momentane Beobachtungen handelt, die nicht unbedingt einen mittleren Zustand beschreiben, ist die fehlende Verbindung vom ACC zu MC auf fluktuierende Wirbelprozesse in dem Beobachtungszeitraum zurückzuführen.

Ein Vergleich der Trajektorienverläufe mit dem FGGE¹-Drift Datensatz (*Patterson, 1985; Hofmann, 1985*) ist insofern schwierig, als daß die Bedeckung des Südatlantiks mit Daten geringer ist als im hier vorliegenden Datensatz und zudem die Bojen gar nicht oder in den oberen 30 Metern mit einem Segel ausgestattet waren, sodaß ihr Verhalten vom Einfluß des Windes wesentlich stärker beeinflußt wurde, als es bei den hier verwendeten Daten der Fall war. Die fehlende direkte Verbindung zwischen ACC und MC ist auch im FGGE-Drift Datensatz zu beobachten, woraus jedoch aufgrund der dünneren Datenabdeckung keine Schlüsse auf das mittlere Stromsystem gezogen werden können.

3.1 Datenvorbereitung für die Modellierung

Zunächst wurden für die einzelnen Trajektorien Tagesmittelwerte und daraus Quasi-Euler'sche Geschwindigkeiten für jede Boje berechnet.

Für die Nutzung in der Modellierung ist es nun wünschenswert, einen möglichst umfassenden und statistisch wie physikalisch zuverlässigen mittleren Geschwindigkeitsdatensatz zu erhalten, da ein unzusammenhängendes Datenfeld mit nur lokalen Informationen bei einem relativ diffusen Modell diesem keinen erheblichen Informationsgewinn bringen würde. Hier wurde ein Mittelungsverfahren benutzt, in dem

¹FGGE = First GARP (Global Atmospheric Research Program) Global Experiment; es wurden im Rahmen des FGGE mehr als 300 Bojen im gesamten Südlichen Ozean ausgelegt

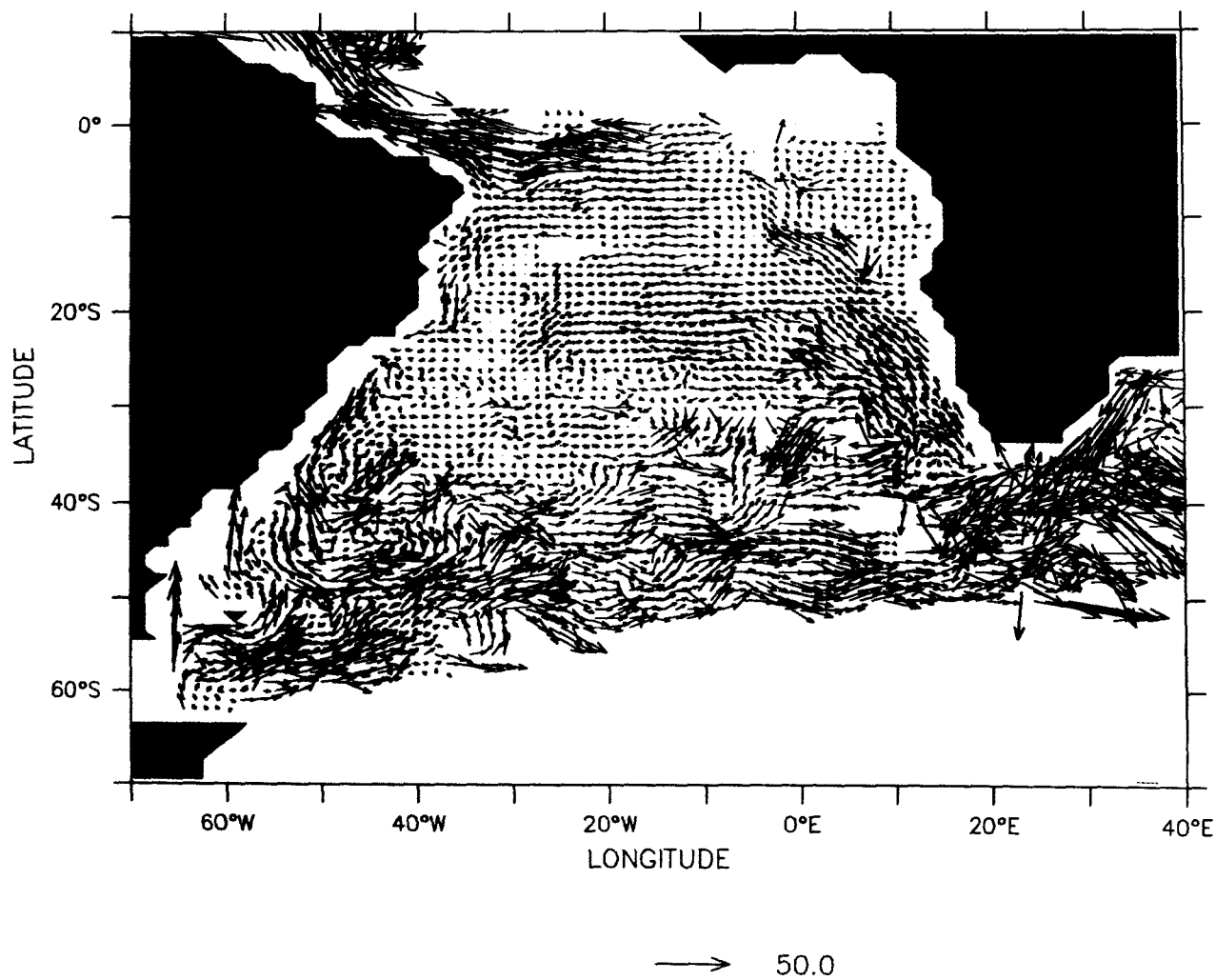


Abbildung 3.2: Mittleres Geschwindigkeitsfeld (in cm/s) aus Driftdaten nach Mittelung bei Berücksichtigung aller Mittelungsboxen mit mehr als drei Datenpunkten pro Box

die auf den geographischen Positionen der einzelnen Driftertrajektorien vorliegenden Geschwindigkeitsdaten auf die Geschwindigkeitspunkte des Modellgitters gemittelt wurden. Zur Berechnung des Geschwindigkeitswertes an einem Gitterpunkt wurden alle Daten herangezogen, die innerhalb einer $3^{\circ} \times 3.6^{\circ}$ –Mittelungsbox (d.h. 3×3 Modellgitterpunkte) mit Zentrum auf diesem einen Geschwindigkeitsgitterpunkt lagen, wobei der Abstand der Datenpunkte vom Boxmittelpunkt eine (lineare) Gewichtung erhielt. Soweit Beobachtungsdaten vorhanden waren, wurde durch schrittweises Verschieben der Mittelungsbox um 1° in meridionaler und 1.2° in zonaler Richtung das gesamte Modellgitter mit mittleren Geschwindigkeiten besetzt.

Für dieses Mittelungsverfahren gibt es verschiedene Parameter, die bei Abwägen der Datenqualität zur Datenabdeckung des Modellgebietes unterschiedlich gewählt werden können. Einer ist die Größe der Mittelungsbox, die größer oder kleiner hätte gewählt werden können. Eine kleinere Box hätte die für eine einzelne Interpolation vorhandene Datenanzahl verringert, was die Zuverlässigkeit des Gesamtergebnisses mindert. Andererseits wird diese zumindest statistisch erhöht, wenn eine größere Box gewählt wird. Die Folge ist dann aber, daß vor allem in den schmalen Randstrombereichen diese zu breit werden, als daß dies physikalisch begründbar wäre.

Als weiteres ist die Unabhängigkeit der einzelnen Drifterdaten zu bedenken. Diese wurde berücksichtigt, indem eine integrale Zeitskala von zwei Tagen angenommen wurde. Ein Vergleich mit der Datenauswertung von *Schäfer und Krauß (1995)* zeigt, daß diese Wahl nur in den Randstrombereichen und im ACC eine noch akzeptable Annahme darstellt, während in Regionen mit schwächerer Dynamik (z.B. Angola Becken oder der zentrale Teil des Subtropenwirbels) die tatsächliche Zeitskala erheblich unterschätzt wird. Es wurde trotzdem keine längere Zeitskala angenommen, weil gerade die Prozesse im Innern des Subtropenwirbels eine Skala von sechs bis sieben Tagen erfordert hätten, was wiederum den Drift Datensatz erheblich reduziert und die statistische Zuverlässigkeit des resultierenden Geschwindigkeitsfeldes beeinträchtigt hätte.

Die Anzahl der Daten, die in eine individuelle Mittelung eingehen, hat sich in Vergleichsrechnungen als der das Schätzergebnis dominierende Parameter heraus-

gestellt, sowohl was die statistische Genauigkeit betrifft wie auch die physikalische Konsistenz mit anderen Beobachtungen im Südatlantik. Durch die Festlegung der minimalen Datenanzahl pro Box auf 100 wird die statistische Zuverlässigkeit deutlich verbessert.

Daß die Festsetzung der minimalen Datenanzahl auf 100 pro Box angemessen ist, zeigen auch die Analysen von *Brügge (1994)* und *Schäfer und Krauß (1995)*: Aufgrund der vorhergehenden Mittelung der Trajektorien von 3-Stunden-Werten auf Tageswerte und der Berücksichtigung einer Lagrange'schen Zeitskala von 2 Tagen beinhalten 100 Werte tatsächlich Daten von 200 Bojentagen bzw. 1600 Positionen im Abstand von jeweils 3 Stunden. Damit ist das von *Brügge (1994)* für $2^\circ \times 3^\circ$ Boxen im Nordatlantik formulierte Kriterium für die minimale Datenzahl zum Erreichen eines stabilen Mittelwertes als Funktion der kinetischen Energie innerhalb der betrachteten Box für nahezu alle Mittelwerte im Südatlantik erfüllt.

Schäfer und Krauß (1995) definieren die Größe der Mittelungsboxen über die Stabilität des Mittelwertes, die wiederum außer von der Datenzahl auch von dem Strömungsfeld abhängig ist. Ihr Stabilitätskriterium (2.5% relativer Fehler) wird durch 68 bis 2517 Daten (Bojentage) pro Box erreicht. Da ihre Boxen im Gegensatz zu den von *Brügge (1994)* verwendeten $2^\circ \times 3^\circ$ Intervallen eine größere und unregelmäßige horizontale Ausdehnung besitzen, deuten die in den beiden Arbeiten verschiedenen minimalen Datenzahlen pro Box auf eine Abhängigkeit der Stabilität des Mittelwertes von der Boxgröße hin. Dieser Zusammenhang geht im hier verwendeten Verfahren durch die Wahl von Boxgröße und minimaler Datenzahl pro Box mit ein.

Um die Bedeutung der minimalen Datenzahl pro Mittelungsbox zu veranschaulichen, sind in den Abbildungen 3.2 und 3.3 zwei mittlere Geschwindigkeitsfelder abgebildet, deren Berechnung sich nur durch diesen einen Parameter unterscheidet. In Abb. 3.2 zeichnen sich die äquatorialen Strömungen sowie der ACC, der AC und der ARC durch hohe Geschwindigkeiten aus. Der BC ist angedeutet, der BEC als deutliches, zonal relativ ausgedehntes Signal zu erkennen. Es ist fast der gesamte Südatlantik zwischen dem Äquator und dem ACC mit Daten abgedeckt;

jedoch sind lokale Strom-Maxima vorhanden, die aus sehr wenigen Driftbeobachtungen stammen. Weiterhin treten starke Divergenzen und Konvergenzen der Strömung auf, die aus der unzureichenden statistischen Absicherung der Mittelung resultieren. Diese werden größtenteils vermieden, wenn eine höhere minimale Datenanzahl pro Box gefordert wird. In Abb. 3.3 sind nur die Boxen mit wenigstens 100 individuellen Geschwindigkeitsbeobachtungen berücksichtigt. Das Resultat ist eine relativ glatte, nicht komplett zusammenhängende Zirkulation.

Da das Modell keine mesoskaligen Strukturen, d.h. keine Prozesse auf Skalen des baroklinen Rossby-Radius' und darunter (*Houry et al., 1987*) auflöst, wurde die Nutzung der Objektiven Analyse (*Hiller und Käse, 1983*) verworfen, da sie ihren größten Nutzen auf der Mesoskala hat. Tests haben gezeigt, daß in der Tat Analyse-Ergebnisse auf der beckenweiten Skala des Südatlantiks wohl einen Subtropenwirbel mit statistisch guter Genauigkeit zeigen, jedoch in Randstrombereichen sowie in den Übergangsbereichen zu Regionen mit statistisch schlechter abgesicherten Ergebnissen Strukturen entstehen können, die physikalisch nicht begründbar sind. Hinzu kommt, daß die Objektive Analyse ein Geschwindigkeits-Schätzfeld über die Konstruktion eines Stromfunktionsfeldes produziert, daß *per definitionem* divergenzfrei ist. Auch wenn die geostrophische Strömung die Bewegung der Drifter dominiert, so ist doch eine kleine ageostrophische und damit divergente Komponente in den Daten enthalten (*Brügge, 1994*). Zudem sei auf die Problematik hingewiesen, die aus der Invertierung großer Matrizen entsteht, deren numerische Genauigkeit mit dem Umfang des Eingangsdatensatzes abnimmt.

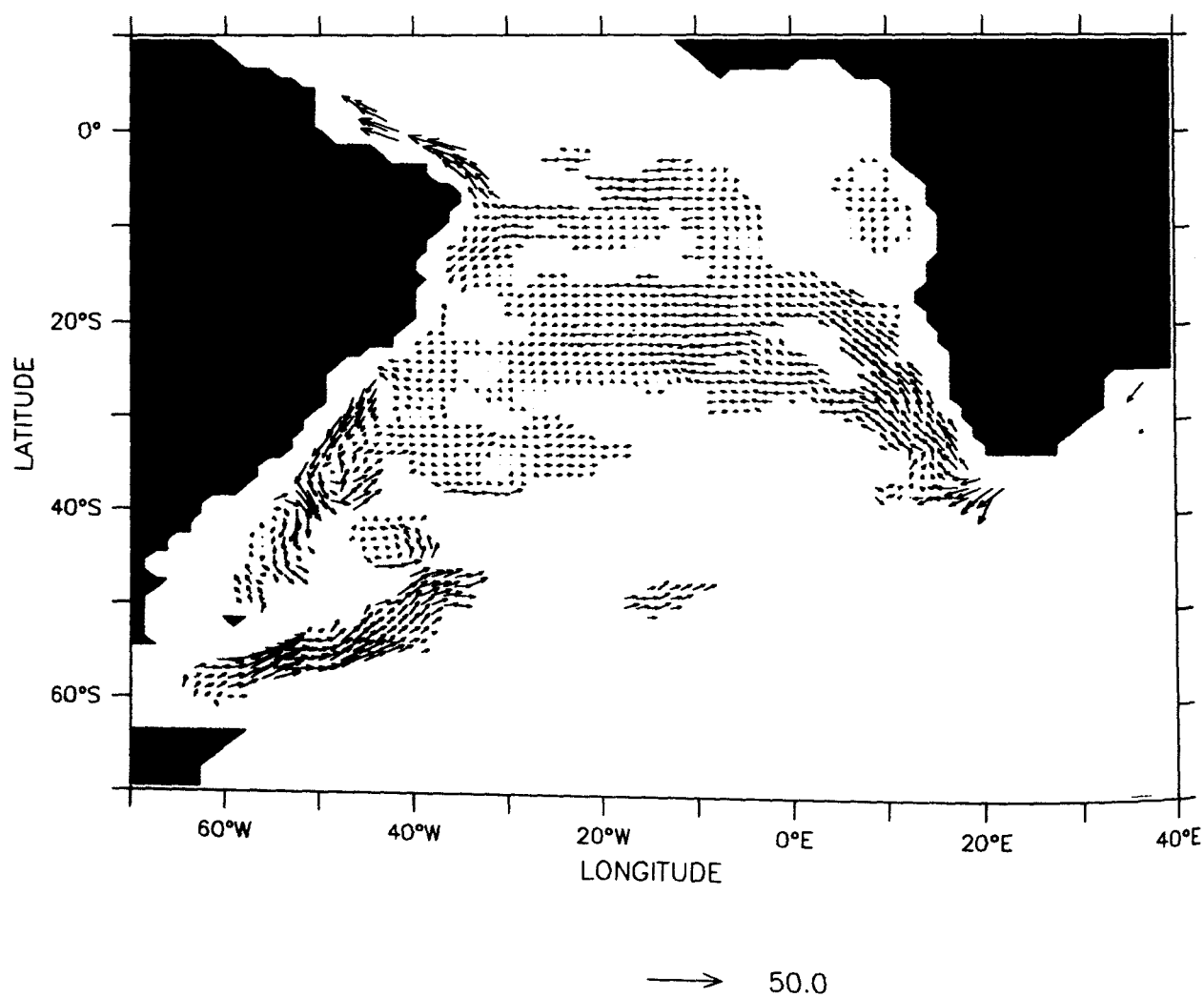


Abbildung 3.3: Mittleres Geschwindigkeitsfeld aus Driftdaten nach Mittelung bei Berücksichtigung aller Mittelungsboxen mit mindestens 100 Datenpunkten pro Box

Teil II

Modellergebnisse

BC von der Küste deutet sich bereits bei 40°S an und wird verursacht durch einen schwachen Keil subpolaren Wassers aus der Drake Passage, der auf dem Südamerikanischen Schelf nach Norden vordringt. Bei 45°S ist das Zusammentreffen vom BC mit dem nordwärtigen MC zu beobachten, woraus der ostwärtige SAC hervorgeht und der ACC sich fortsetzt. Das weitere Vordringen des MC nach Norden und die damit verbundene Ablösung des BC werden mit der groben horizontalen Auflösung des Modells nicht reproduziert.

Der Einstrom aus dem Südindischen Ozean aufgrund der unvollständigen Retroflexion des AC führt ca. 15 Sv an Wasser in den Südatlantik. Dies liegt in der gleichen Größenordnung wie der beobachtete kombinierte Effekt von Agulhasringen, Filamenten und direktem Schelfrandstrom. Im Modell wird der Einstrom ausgeglichen durch einen Arm des SAC, der subtropisches südatlantisches Wasser in den Indischen Ozean transportiert.

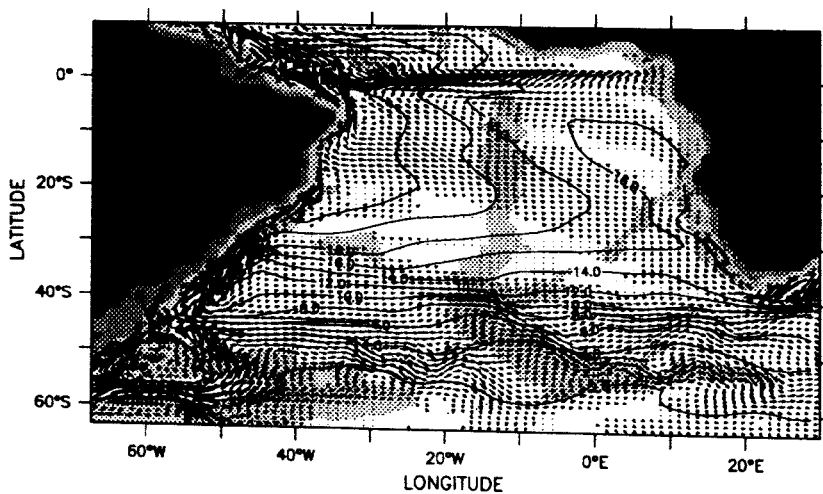


Abbildung 4.2: Geschwindigkeits- und Temperaturfeld in 100m Tiefe aus Experiment D37. Isolinienabstand 2°C

Zirkulation in verschiedenen Tiefen

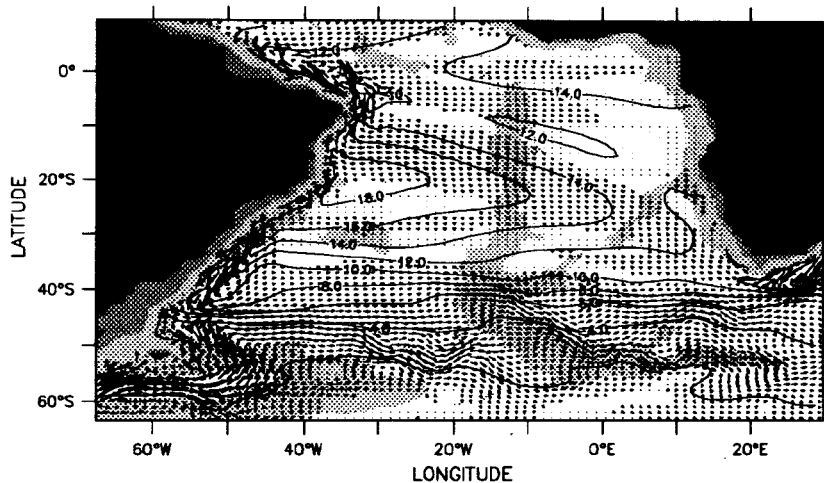


Abbildung 4.3: Geschwindigkeits- und Temperaturfeld in 230m Tiefe aus Experiment D37. Isolinienabstand 2°C

Die oberflächennahen Zirkulationsmuster sind in den Abbildungen 4.2 und 4.3 dargestellt. Korrespondierend zur Stromfunktion bilden der ACC/SAC, der BC und der BEC/SEC die auffälligsten Strukturen. Der SEC trifft zwischen 10°S und 20°S auf den südamerikanischen Kontinent und mündet nordwärts in das Äquatoriale Stromsystem. In 230m (Abb.4.3)Tiefe gelangt ein bei 30°S zonal verlaufender Arm des SEC in den BC, der ansonsten zum großen Teil (in 100m Tiefe vollständig) von Norden her gespeist wird.

Dagegen ist im Tiefenhorizont des AAIW (Abb.4.4), das sowohl mit dem ACC als auch mit dem AC in den Südatlantik strömt, der zonal verlaufende SEC die einzige Quelle des BC. Das mit dem SEC westwärts transportierte AAIW trifft zwischen 25°S und 37°S auf den Kontinentalschelf. Der Weg des AAIW spaltet sich bei ca. 28°S in einen nach Norden gerichteten und einen südwardigen Zweig.

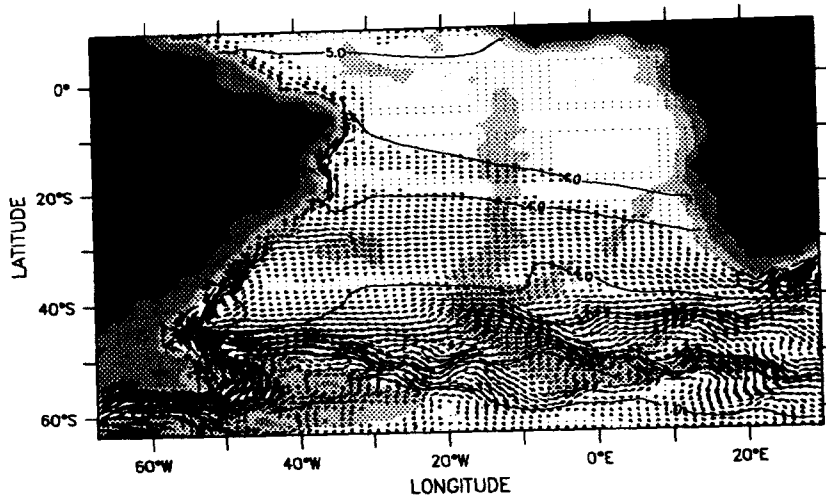


Abbildung 4.4: Geschwindigkeits- und Temperaturfeld in 900m Tiefe aus Experiment D37. Isolinienabstand 1°C

Im Tiefen Westlichen Randstrom² wird das NADW bis ins Argentinische Becken und von dort aus mit dem ACC nach Osten transportiert (Abb.4.5). Über das Falkland Plateau strömt CDW ins Argentinische Becken und trifft dort auf das NADW.

Die modellierte mittlere Zirkulation ist vergleichbar mit den Ergebnissen, die England und Garçon (1994) in einem globalen Modell ähnlicher horizontaler Auflösung errechneten.

4.2 Darstellung der Wassermassen

Die Hauptwassermassen im Südatlantik, d.h. von der Oberfläche zum Meeresboden das Warmwasser oberhalb der Thermokline, das AAIW, das NADW und das AABW werden vom Modell simuliert und sind beispielhaft entlang eines meridiona-

²DWBC = Deep Western Boundary Current

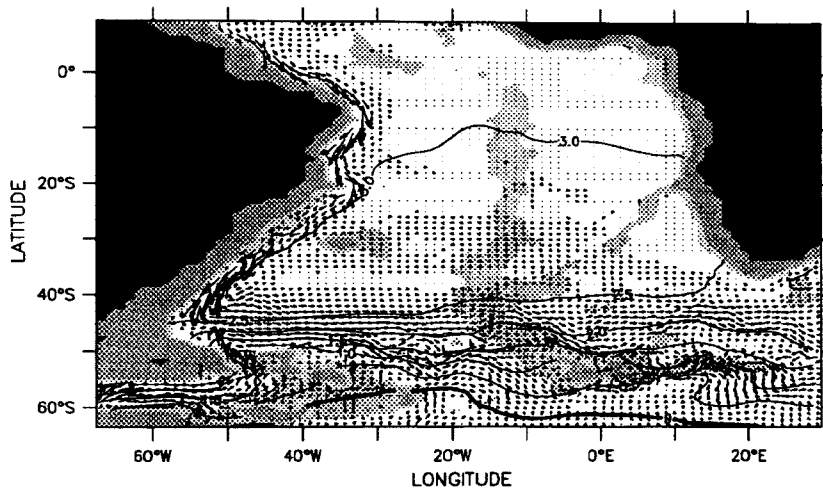


Abbildung 4.5: Geschwindigkeits- und Temperaturfeld in 2250m Tiefe aus Experiment D37. Isolinienabstand 0.5°C

len Schnittes von der Antarktis bis 10°N (Abb.4.6) zu erkennen: Das Warmwasser mit Temperaturen über 9°C ist nördlich von 42°S vorhanden und hat seine maximale vertikale Ausdehnung über die oberen 500m im zentralen Subtropenwirbel. Der Kern des AAIW in ca.900m Tiefe ist bis in den Nordatlantik zu verfolgen. In seinem nordwärtigen Verlauf verliert es allmählich sein ausgeprägtes Salzgehaltsminimum. Unterhalb des AAIW nimmt das NADW den meisten Raum im Südatlantik ein. Gekennzeichnet ist das NADW durch das Salzgehaltsmaximum im tiefen Ozean. Es dehnt sich nach Süden bis 50°S aus. Sein Zentrum sinkt von 2000m am Äquator auf unter 3000m bei 40°S ab. Am Meeresboden findet sich AABW, das durch Temperaturen $< 2^{\circ}\text{C}$ und Salzgehalte oberhalb von 34.6 charakterisiert wird.

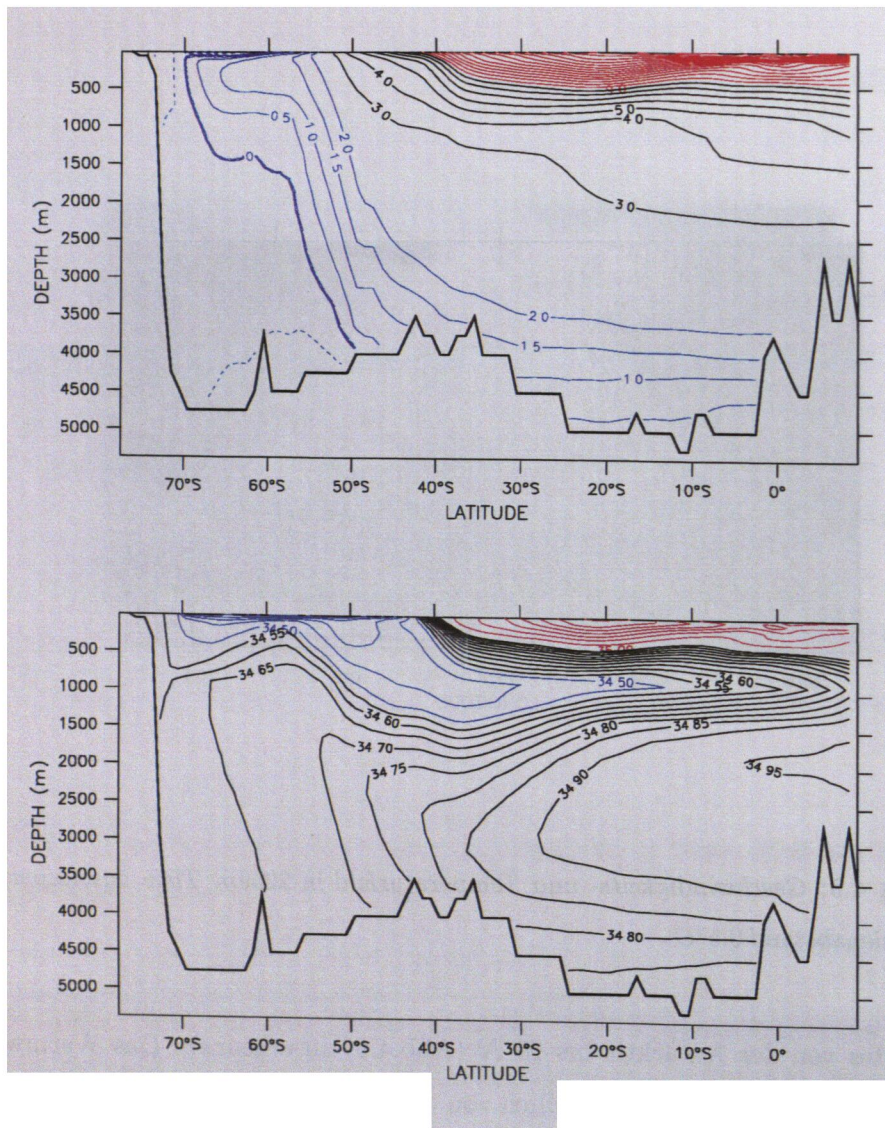


Abbildung 4.6: Meridionalschnitte von Temperatur und Salzgehalt entlang 20°W von der Antarktis bis über den Äquator aus Experiment D37. Oben: Temperatur, Isolinienabstände 0.5°C für Werte unter 2°C, sonst 1°C; unten: Salzgehalt, Isolinienabstand 0.1 außer für Wertebereich 34.55 bis 35.0 (dort 0.05)

Kapitel 5

Sensitivitätsuntersuchungen

5.1 Thermohaliner Antrieb im polaren Südatlantik

Wenn ein numerisches Ozeanmodell in polaren Breiten nicht an ein Eismodell gekoppelt ist, muß der Effekt der Eisbildung und der Eisschmelze auf die Eigenschaften von Wassermassen entsprechend parametrisiert werden. Geschieht dies durch die Relaxation an klimatologische Oberflächensalzgehalte, wird eine winterliche Konvektion in der Regel nicht erreicht, da in diesen Datensätzen die Mittelwerte hauptsächlich durch Sommerwerte bestimmt werden und das Modell nicht in die Lage versetzen, AABW mit Salzgehalten um 34.66psu zu produzieren. Winterliche Datensätze sind aufgrund widriger Witterung schwer zu gewinnen und klimatologische Werte daher wegen der sehr geringen Datendichte mit großer Unsicherheit behaftet.

In der Modellierung wird daher ein anderer Weg beschritten, indem während der Wintermonate ein künstlicher, von der Modellkonfiguration und der gewählten Anpassungszeitskala abhängiger, höherer Salzgehalt für das Oberflächen-*restoring* gewählt wird. Dadurch soll der Erhöhung des Salzgehaltes in Folge der Meereisbildung Rechnung getragen werden. *Toggweiler und Samuels (1993)* diskutieren verschiedene Ansätze in unterschiedlichen Modellen (siehe z.B. *England 1992, 1993* und *Cox (1989)*). In dem Standardexperiment *D37* wurde eine Relaxation des Ober-

flächensalzgehaltes gegen den Salzgehalt aus der Modellschicht 9 \simeq 500m Tiefe vorgenommen. Bis zu dieser Tiefe findet im Winter (Juni bis August) Konvektion am Antarktischen Schelf statt (*Toggweiler und Samuels (1993)*). Die Relaxation war am stärksten in den Schelfgebieten der Weddell See und wurde nach Norden hin abgeschwächt, um einen glatten Übergang zu den Gebieten zu schaffen, in denen gegen den klimatologischen Salzgehalt relaxiert wurde. Das bedeutet, daß die Region, in der effektiv Bodenwasser gebildet werden konnte, klein und auf den flachen Schelfbereich begrenzt war. Der auf diese Weise gebildete Betrag an Bodenwasser reicht damit nicht aus, um innerhalb der 10-jährigen Integrationszeit einen stärkeren nordwärtigen Transport von AABW zu verursachen.

Wird dagegen über eine größere Region oder durch einen höheren vorgegebenen Oberflächensalzgehalt eine stärkere Wassermassenbildung erzwungen, können sich im Übergangsbereich zur "normalen" Relaxation weiter im Norden horizontale Dichtegradienten aufbauen, die den Kurs des ACC massiv beeinflussen können. Dies ist in Abbildung 5.1 gezeigt. Im Experiment *ts* wird mit einer Zeitskala von 20 Tagen ein Salzgehalt von 35.11psu südlich von 75°S und durch Interpolation mit klimatologischen Daten abgeschwächt bis 65°S vorgegeben. Dadurch wird auch der Salzgehalt im tiefen Ozean erhöht. Dies geschieht auf Kosten eines starken horizontalen Dichtegradienten im Übergangsbereich vom manipulierten Oberflächensalzgehalt nach Norden hin zum klimatologischen Antrieb. Als Folge verläßt ein Arm des ACC die Scotia See direkt in ostwärtiger Richtung und schwächt den nordwärts verlaufenden MC.

5.2 Verbindung zwischen Argentinischem- und Brasilianischem Becken: Darstellung der Bodentopographie

Auf die Bedeutung der Auflösung von schmalen, tiefreichenden Kanälen für die Zirkulation nahe dem Meeresboden und ihren Einfluß auf die großskalige Zirkulation

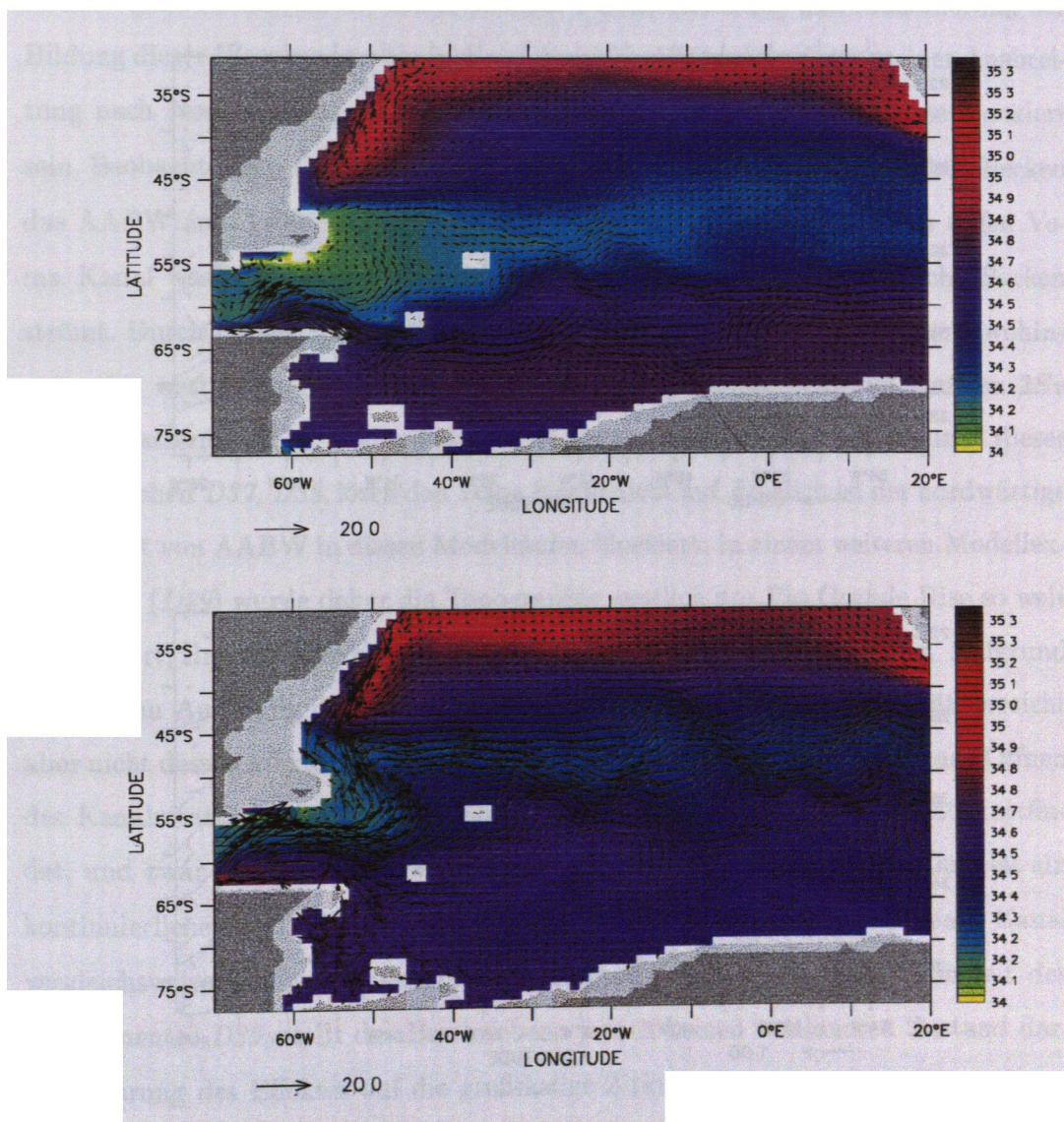


Abbildung 5.1: Salzgehalt (in psu) und Geschwindigkeitsfeld (in cm/s) in 370m Tiefe.
 Oben: Experiment ts; unten: Experiment D37

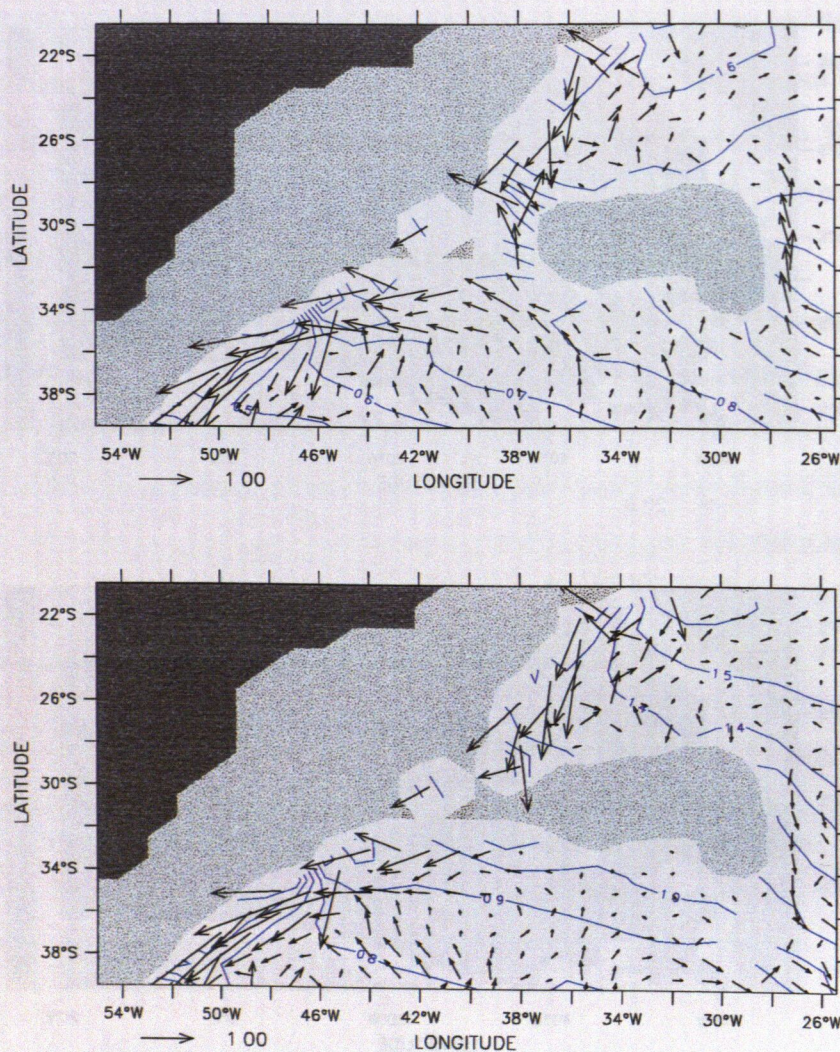


Abbildung 5.2: Temperatur (Isolinienabstand 0.1°C) und Strömungsfeld in 3875m Tiefe (Schicht 24) aus den Modellläufen D37 (unten) und D39 (oben), in dem eine meridionale Verbindung vom Argentinischen Becken ins Brasilianische Becken geschaffen wurde.

weisen z.B. *Redler und Böning (1997)* im Zusammenhang mit dem Überströmen des Island-Schottland-Rückens im Nordatlantik sowie im Südatlantik *Wadley und Bigg (1996)* für die AABW Kommunikation zwischen Argentinischem- und Brasilianischem Becken hin. Die in vielen Modellen fehlende korrekte Darstellung des AABW geht sowohl auf die unzureichende Parametrisierung und Modellierung der Bildung dieser Wassermasse als auch auf die nicht richtige Simulation seiner Ausbreitung nach Norden zurück. Diese kann durch topographische Hindernisse blockiert sein. Beobachtungen (*Speer und Zenk, 1993*) zeigen, daß vom Argentinischen Becken das AABW zum größten Teil durch den schmalen aber $4000m - 4500m$ tiefen Vema Kanal westlich des Rio Grande Rise über $30^{\circ}S$ in das Brasilianische Becken strömt. Durch diesen Spalt werden ca. $4Sv$ AABW nordwärts transportiert, wohingegen im westlichen Randstrom und östlich des Rio Grande Rise zusammen $2Sv$ dieser Wassermasse $30^{\circ}S$ überqueren. Die Experimente, die im Mittelpunkt dieser Arbeit stehen *D37, D38*, lösen den Vema Kanal nicht auf. Folglich ist der nordwärtige Transport von AABW in diesen Modellläufen blockiert. In einem weiteren Modellexperiment (*D39*) wurde daher die Topographie westlich des Rio Grande Rise so weit abgeändert, daß ein Durchstrom des Kanals für AABW möglich wurde. Aufgrund der groben Auflösung des Modells ist der Durchlaß breiter als in Realität, erreicht aber nicht dessen maximale Tiefe. In Abbildung 5.2 ist zu erkennen, daß nach Öffnen des Kanals tatsächlich ein nordwärtiger Transport in dieser Tiefenschicht stattfindet, und zwar überraschenderweise auch östlich des Rio Grande Rise. Dort ist ein kontinuierlicher nordwärtiger Strom vorhanden, während durch den Vema Kanal vergleichsweise weniger Wasser strömt. Aufgrund der kurzen Integrationszeit des Experimentes *D39*, stellt das Beschriebene jedoch keinen stationären Zustand dar. Zur Klärung des Effektes auf die großskalige Zirkulation wie auch zur Herstellung einer stationären Tiefenwasserzirkulation im Bereich des Rio Grande Rise müssen längerfristige Modellrechnungen durchgeführt werden.

Dennoch unterstützen die bisherigen Resultate die Vermutungen von *Wadley und Bigg (1996)*, daß in *FRAM* ebenfalls die fehlende Auflösung schmalen, tiefreichender Kanäle eine realistische Simulation der Bodenwasserzirkulation verhindert.

5.3 Test der Methode zur Relaxation gegen beobachtete Geschwindigkeiten

Durch die starke Relaxation des Modells gegen die beobachteten Geschwindigkeiten werden dem Modell divergente Strömungen aufgezwungen. Diese sind einerseits innerhalb des Datenfeldes vorhanden und wurden schon zuvor diskutiert. Andererseits entstehen Divergenzen durch die unvollständige Bedeckung des Südatlantiks mit Beobachtungsdaten. Der Übergang von einem Bereich mit Beobachtungsdaten zu einem, in dem sich das Modell frei von der direkten Beeinflussung entwickeln kann, ist Quelle für erhöhte Divergenz, die in diesen Regionen prägnanter sein kann als innerhalb des Beobachtungsfeldes selbst. Um die Beeinflussung der modellierten Felder durch eine starke Divergenz des Strömungsfeldes in einer Schicht zu untersuchen, wurde in Experiment *D44* das Relaxationsverfahren für einen einzelnen Punkt verwendet und die zeitliche Entwicklung des Modells an benachbarten Punkten untersucht. Dieser einzelne Gitterpunkt (bei $30^\circ W$, $40^\circ S$ und $z \simeq 100m$ im Bereich des SAC) zeichnet sich im ungestörten Modell durch eine ostwärtige Strömung mit sehr kleiner meridionaler Komponente aus. Dieser Punkt wurde gegen eine stärkere nordwestwärtige Strömung mit kurzer Zeitskala relaxiert.

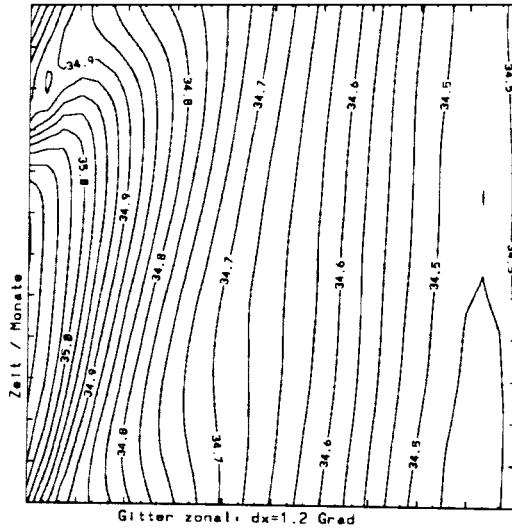
Anhand der in Abbildungen 5.3 und 5.4 aufgetragenen zeitlichen Entwicklung über ein Jahr des Salzgehaltes, der Meridional- und der Vertikalgeschwindigkeit wird deutlich, daß die erzeugte Divergenz vorwiegend die Geschwindigkeitskomponenten ändert und die Salzgehalts- und Temperaturverteilungen nur in geringerem Maße beeinflusst. Dargestellt sind für das Experiment *D44* und ein Kontrollexperiment zunächst die zeitliche Entwicklung des Salzgehaltes bei $40^\circ S$ zwischen $48^\circ W$ und $13^\circ W$ in $100m$ Tiefe (Abbildung 5.3 oben). Die Unterschiede zwischen beiden Experimenten sind marginal und lassen keinen großen Effekt des *restoring* auf den Salzgehalt erkennen. Dies gilt in ähnlicher Weise für das Temperaturfeld.

Das horizontale Geschwindigkeitsfeld unterhalb des gestörten Punktes wird oberhalb der Thermokline verstärkt (Abbildung 5.3 unten). Die Anpassung des Geschwindigkeitsfeldes in der Vertikalen an die Störung in Oberflächennähe geschieht

relativ schnell innerhalb der ersten Monate nach dem Beginn der Relaxation. Danach folgt die Entwicklung der des ungestörten Referenzlaufes, wobei die zeitliche Variabilität durch den ständigen Zwang an die zeitlich konstante Störung in der dritten Modellschicht gedämpft wird.

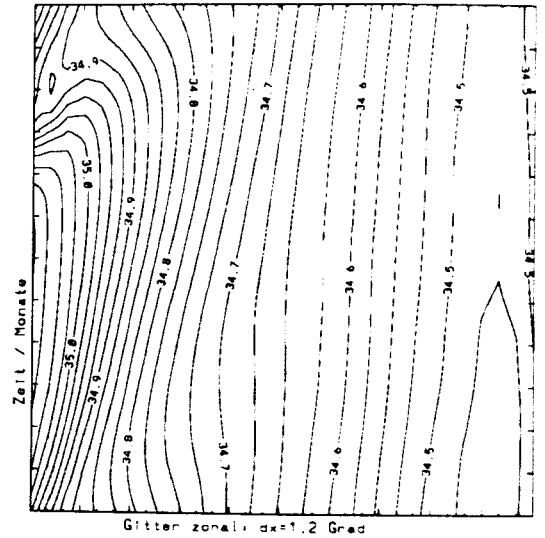
In Bild 5.4 ist die Zeitreihe der Vertikalgeschwindigkeit in 100m Tiefe bei 30°W zwischen 50°S und 25°S dargestellt. Der gestörte Gitterpunkt ist durch den hohen Betrag der Vertikalgeschwindigkeiten mit Absinkbewegung nördlich und Auftriebserscheinungen südlich des gestörten Punktes ausgezeichnet. Zu erkennen ist aber auch, daß an den meisten benachbarten Gitterpunkten sich das gestörte Modell ähnlich wie das Referenzexperiment entwickelt und die Störung nur auf die direkt benachbarten Gitterpunkte einwirkt.

SALZGEHALT, Referenzexp.



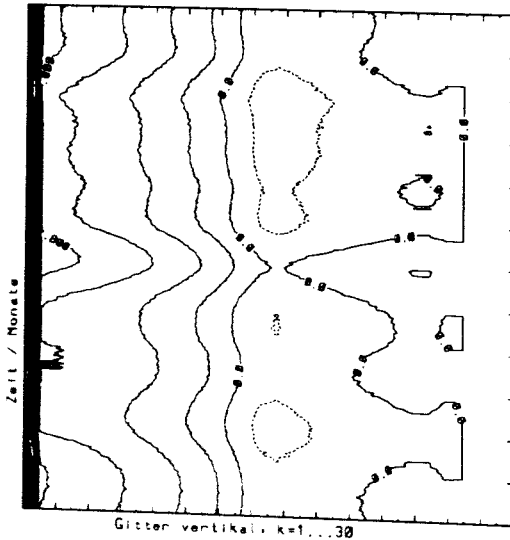
CONTOUR FROM 34.400 TO 34.575 CONTOUR INTERVAL OF 0.000000-01 PT13 31= 34.500

SALZGEHALT, restoring Exp.



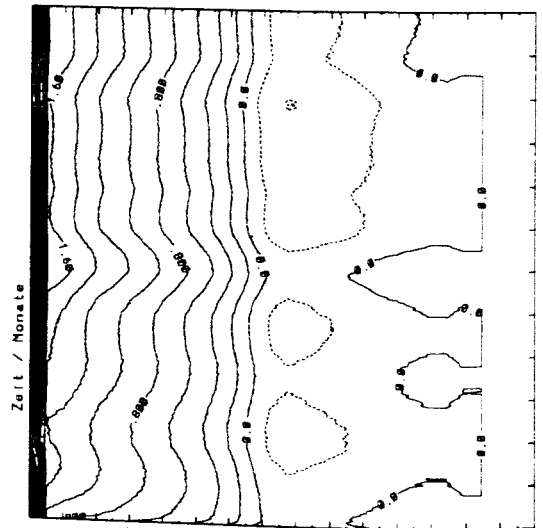
CONTOUR FROM 34.400 TO 34.575 CONTOUR INTERVAL OF 0.000000-01 PT13 31= 34.500

V, Referenz Experiment.



CONTOUR FROM -1.0000 TO 0.8000 CONTOUR INTERVAL OF 0.200000 PT13 31= 0.74153

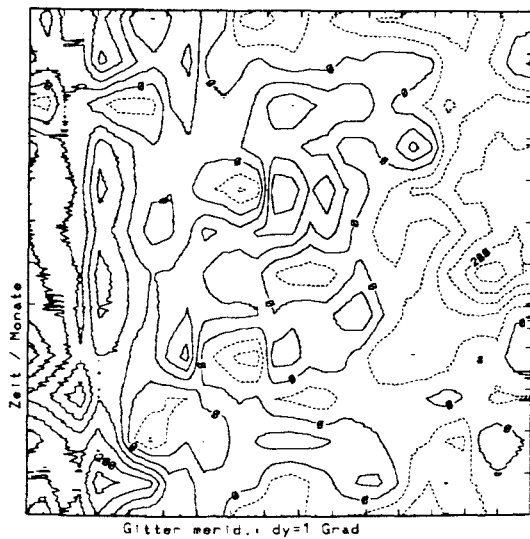
V, restoring Exp.



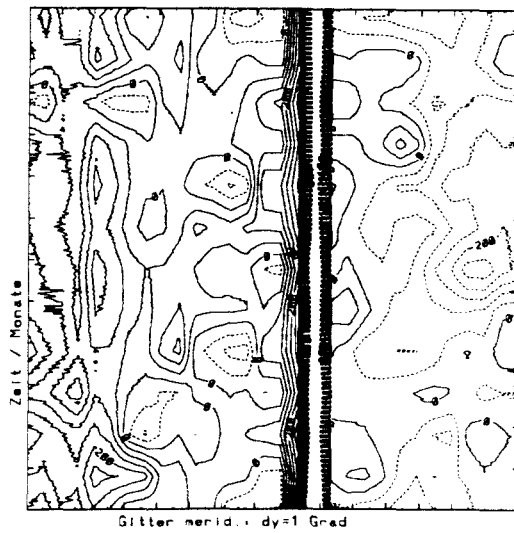
CONTOUR FROM -1.0000 TO 0.8000 CONTOUR INTERVAL OF 0.200000 PT13 31= 0.62350

Abbildung 5.3: Zeitliche Entwicklung von Salzgehalt (oben) und Meridionalgeschwindigkeit (unten). Rechts aus Experiment D44, links ungestörter Referenzlauf. Ordinate ist Zeitachse über ein Jahr mit monatlichen Markierungen. Abszisse ist Ortsachse (in Gitterpunkten) jeweils durch den gestörten Modellgitterpunkt bei $30^\circ W$, $40^\circ S$ und $z \approx 100m$; oben: zonal ($\lambda = 48^\circ W \dots 13^\circ W$), unten: vertikal (in Gitterpunkten, $k = 1 \dots 30 = 0 \dots 5500m$).

W. Referenz Experiment



W. restoring Experiment



CONTOUR FROM -0.00000E+00 TO 0.00000E+00 CONTOUR INTERVAL OF 0.00000E+00 PT(1,3) 0.14000E+00 LABELS SCALED BY 0.10000E+00 FROM -0.00000E+00 TO 0.00000E+00 CONTOUR INTERVAL OF 0.00000E+00 PT(1,3) 0.14000E+00 LABELS SCALED BY 0.10000E+00

Abbildung 5.4: Zeitliche Entwicklung der Vertikalgeschwindigkeit, rechts aus Experiment D44, links ungestörter Referenzlauf. Ordinate ist Zeitachse über ein Jahr mit monatlichen Markierungen. Abszisse ist die meridionale Ortsachse durch den gestörten Modellgitterpunkt bei $30^\circ W$ und $z \simeq 100m$ von $\phi = 55^\circ S \dots 25^\circ S$.

Kapitel 6

Auswirkungen von schwachem und starkem Zwang an Beobachtungsdaten

In den Experimenten *D36* und *D38* sind mit unterschiedlicher Stärke die im ersten Teil dieser Arbeit diskutierten Geschwindigkeitsdaten (Abb.3.3) dem Modell aufgezwungen worden. Der Effekt dieses Zwanges der Modellgeschwindigkeiten an Beobachtungen wird in diesem Kapitel zunächst qualitativ beschrieben.

6.1 Schwaches *restoring* — Experiment *D36*

Ein Blick auf die Stromfunktion aus Experiment *D36* (Abb.6.1) zeigt, daß im barotropen Geschwindigkeitssignal nur geringe Abweichungen zum Referenzzustand (Abb.4.1) auftreten. Diese äußern sich in einer leichten Abschwächung des Subtropenwirbels östlich des MAR und in der geringeren Ausdehnung der Rezirkulationszelle des BC. Wie aus Tabelle 6.1 ersichtlich ist, wird durch ein schwaches *restoring* die Abweichung des modellierten Geschwindigkeitsfeldes zu den beobachteten Geschwindigkeiten kaum verringert.

Die schwachen Differenzen zwischen Referenzlauf *D37* und Lauf *D36* hinsichtlich

- [129] Whitworth III, T., W.D.Nowlin Jr., and S.J.Worley. The Net Transport of the Antarctic Circumpolar Current through Drake Passage. *Journal of Physical Oceanography*, 12:960–971, 1982.
- [130] Wolff, J.O., and D.J.Olbers. The dynamical balance of the Antarctic Circumpolar Current studied with an eddy-resolving quasi-geostrophic model. In *J.C.J.Nihoul and B.M.Jamart (eds.): Mesoscale/Synoptic Coherent Structure in Geophysical Turbulence*, pages 435–458. Elsevier, 1989.
- [131] Woodworth,P.L., J.M.Vassie, C.W.Hughes, and M.P.Meredith. A test of the ability of TOPEX/POSEIDON to monitor flows through the Drake Passage. *Journal of Geophysical Research*, 101:11935–11947, 1996.
- [132] N. Zangenberg. Die Zirkulation des Oberflächen- und Tiefenwassers im Südlichen Brasilianischen Becken. *Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Universität Kiel*, 224, 197pp., 1995.

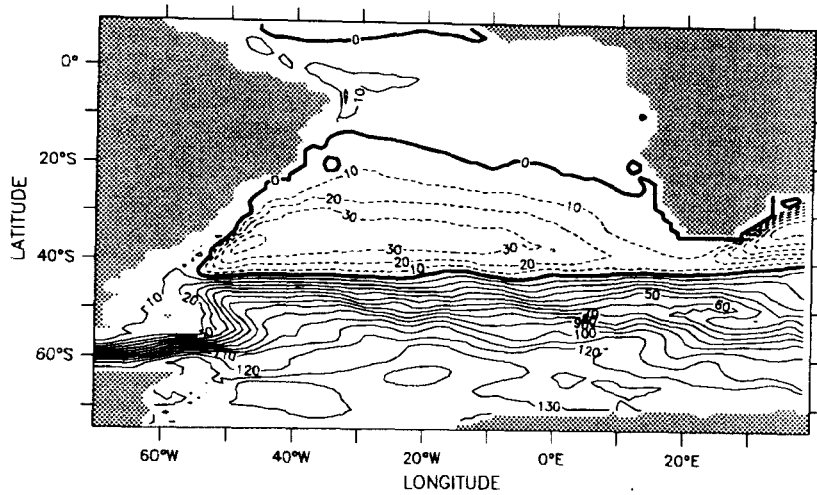


Abbildung 6.1: Barotrope Stromfunktion (in Sv) aus Experiment D36.

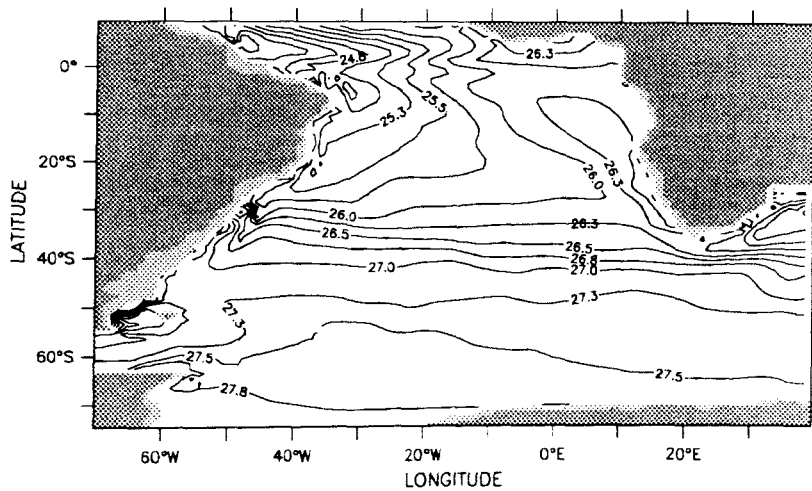


Abbildung 6.2: Dichtefeld ($\sigma_\theta - 1000$, in kg/m^3) aus Experiment D36 in 100m Tiefe.

der Reaktion des Geschwindigkeitsfeldes auf die Relaxation zu Geschwindigkeitsdaten haben zur Folge, daß auch das Dichtefeld in beiden Experimenten sehr ähnlich strukturiert ist. Ein Vergleich der Abbildungen 6.2 und 6.3 zeigt zwar keine Identität zwischen den Dichteverteilungen, die auftretenden Unterschiede sind jedoch klein.

6.2 Starkes restoring — Experiment D38

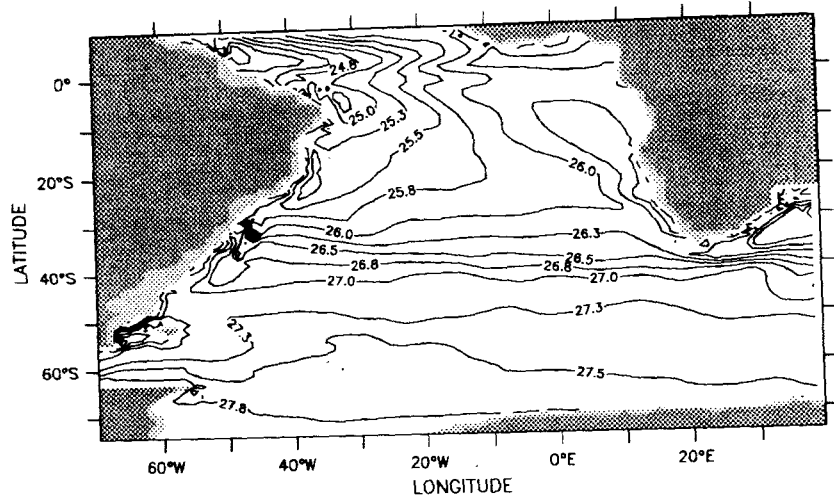


Abbildung 6.3: Dichtefeld ($\sigma_\theta - 1000$, in kg/m^3) aus dem Referenzexperiment D37 in 100m Tiefe.

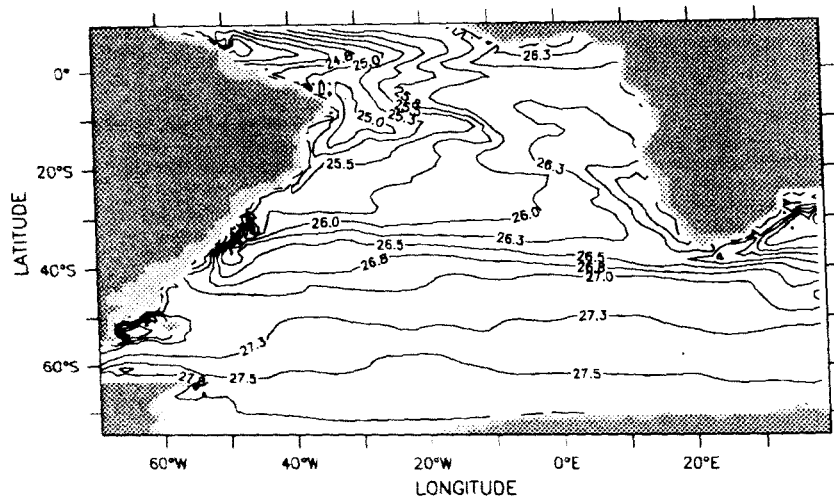


Abbildung 6.4: Dichtefeld ($\sigma_\theta - 1000$, in kg/m^3) aus Experiment D38 in 100m Tiefe.

Deutlich erkennbare Veränderungen im Dichtefeld (Abb.6.4) bewirkt die starke Relaxation des Modells. Im Südostatlantik dehnt sich die mit dem BEC und dem

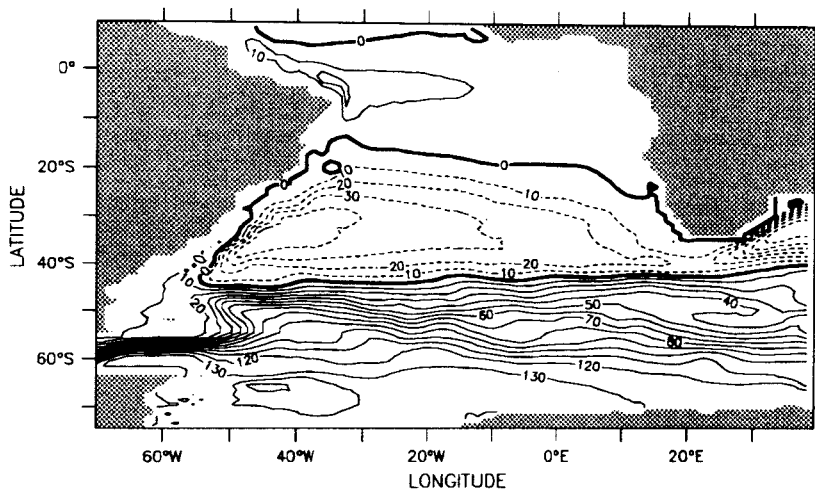


Abbildung 6.5: Barotrope Stromfunktion (in Sv) aus Experiment D38.

küstennahen Auftrieb verbundene Struktur westwärts aus. Der Subtropenwirbel wird dadurch in südöstlicher Richtung verschoben. Das tropische Dichteminimum bei 5°S vor der brasilianischen Küste verstärkt sich. Die Struktur der Fronten in der Konfluenzregion von BC und MC wird ebenfalls intensiviert.

Das Geschwindigkeitsfeld der gestörten Modellschicht (Abb.6.6) weist erhebliche Diskrepanzen zum Referenzzustand auf und spiegelt die Skalen des aufgezwungenen Datensatzes wider. Das im Kontrollzustand relativ glatte und großräumige Bild der Zirkulation wird im Falle starker Relaxation überlagert von Strukturen geringerer Ausdehnung wie Mäandern und Strombändern. Vor allem wird die Zirkulation im Subtropenwirbel modifiziert und im allgemeinen verstärkt. So ist der BEC als ausgeprägter östlicher Randstrom im Kap Becken zu identifizieren. Als dessen Fortsetzung bilden sich zwei Arme des SEC, die zunächst parallel den MAR westwärts überqueren und sich dann in einen Zweig mit nordwärtiger Komponente und einen weiter westwärts vordringenden Arm spalten. Der nordwärtige Ast geht über in das äquatoriale Stromsystem. Die Zirkulation im tropischen Südatlantik und im Angola Becken weist in diesem Experiment keine klare großskalige Struktur mehr auf und ist mit kleinräumigeren Zirkulationsmustern durchsetzt.

Der westwärtige Arm des SEC trifft bei 20°S auf den südamerikanischen Kontinent bzw. den Vitória Trindade Rücken und geht dort zum Teil südwärts in den BC über. Im Unterschied zum Kontrollexperiment erzeugt das *restoring* von Driftgeschwindigkeiten also eine direkte Verbindung vom SEC in den BC bereits in den oberen hundert Metern des Ozeans.

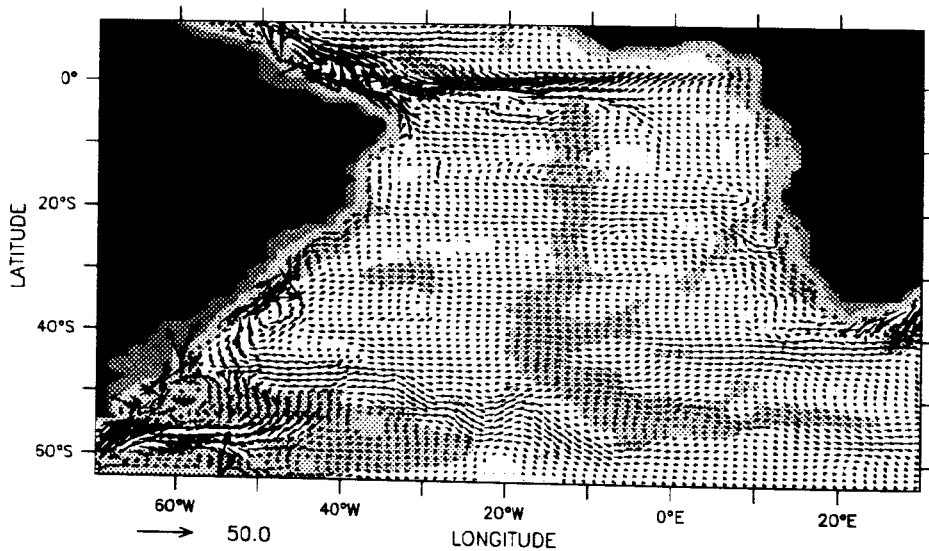


Abbildung 6.6: Geschwindigkeitsfeld aus Experiment D38 in 100m Tiefe.

Ein Vergleich der im Bild 6.7 gezeigten rms^1 Geschwindigkeitsdifferenzen, jeweils zwischen einem Modellauf und dem Beobachtungsfeld der Driftgeschwindigkeiten, läßt erkennen, daß das Relaxationsverfahren die Abweichung vom Beobachtungsfeld insgesamt erwartungsgemäß verringert, jedoch insbesondere in den Bereichen des ACC und des BC ein relativ hohes Fehlerniveau erhalten bleibt. Die globalen rms-Differenzen zwischen den Modellläufen und dem Datenfeld sind in Tabelle 6.1 angegeben.

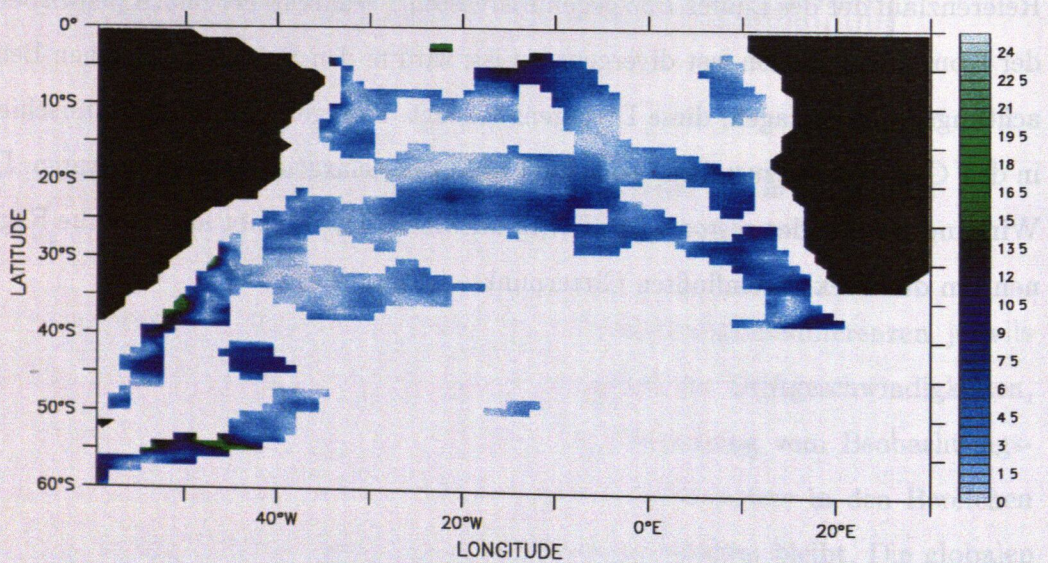
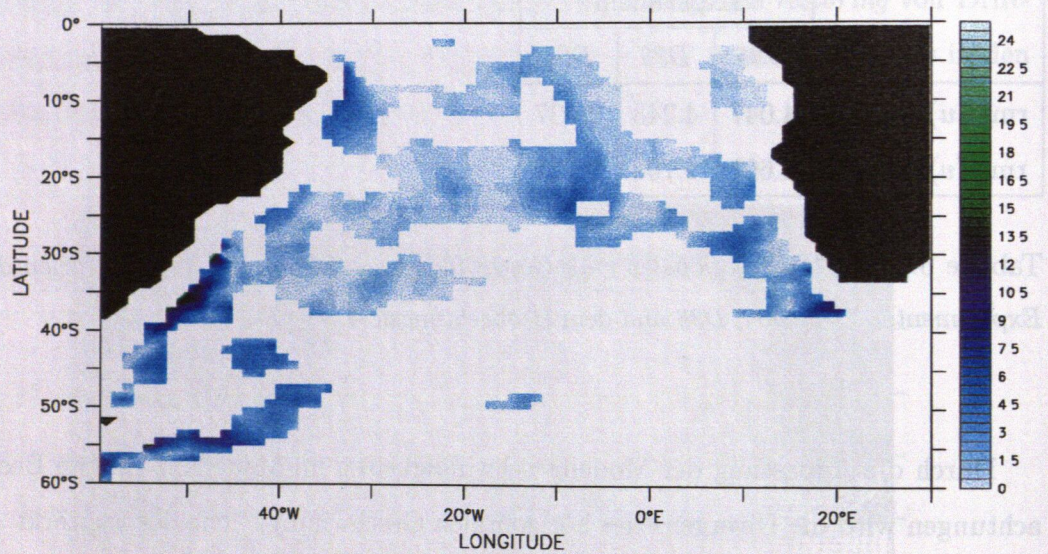
Auswirkungen der Berücksichtigung von Driftdaten auf die barotrope Zirkulation (Abb.6.5) sind sowohl im Subtropenwirbel erkennbar (Vergrößerung der Rezirkulationszelle des BC) wie auch im tropischen Südatlantik (Ausdehnung der südäquatorialen Zelle im Brasilianischen Becken über den Äquator nach Norden).

¹rms = root mean square

	Experiment		
	<i>D36</i>	<i>D37</i>	<i>D38</i>
rms (u), [cm/s]	4.047	4.243	2.097
rms (v), [cm/s]	2.607	2.706	1.771

Tabelle 6.1: *Tabelle der globalen rms Geschwindigkeitsdifferenzen jeweils zwischen den Experimenten D36, D37, D38 und dem Beobachtungsfeld*

Durch die Anpassung der Modellgeschwindigkeiten im Modellauf *D38* an Beobachtungen wird die Divergenz des horizontalen Geschwindigkeitsfeldes verstärkt. In Abbildung 6.8 ist die horizontale Geschwindigkeitsdivergenz in 100m Tiefe aus dem Referenzlauf der des Laufes *D38* gegenübergestellt. Während der Subtropenwirbel in der Kontrollsimulation fast divergenzfrei ist, wird in den Bereichen, in denen Beobachtungsdaten vorlagen, diese Divergenz erzeugt. Dagegen sind kaum Unterschiede in den Gebieten festzustellen, wo keine Daten zur Relaxation vorhanden waren. Der Wirkungsbereich des *restoring* an Driftgeschwindigkeiten bleibt lokal auf die Regionen um die direkt beeinflussten Gitterpunkte herum beschränkt.



$$\text{abs}(u[\text{mod}] - u[\text{obs}])$$

Abbildung 6.7: Betrag der Abweichung der zonalen Geschwindigkeitskomponenten aus den Experimenten D38 (oben) und D37 (unten) von der des Beobachtungsdatensatzes (*rms*-Geschwindigkeit, in *cm/s*).

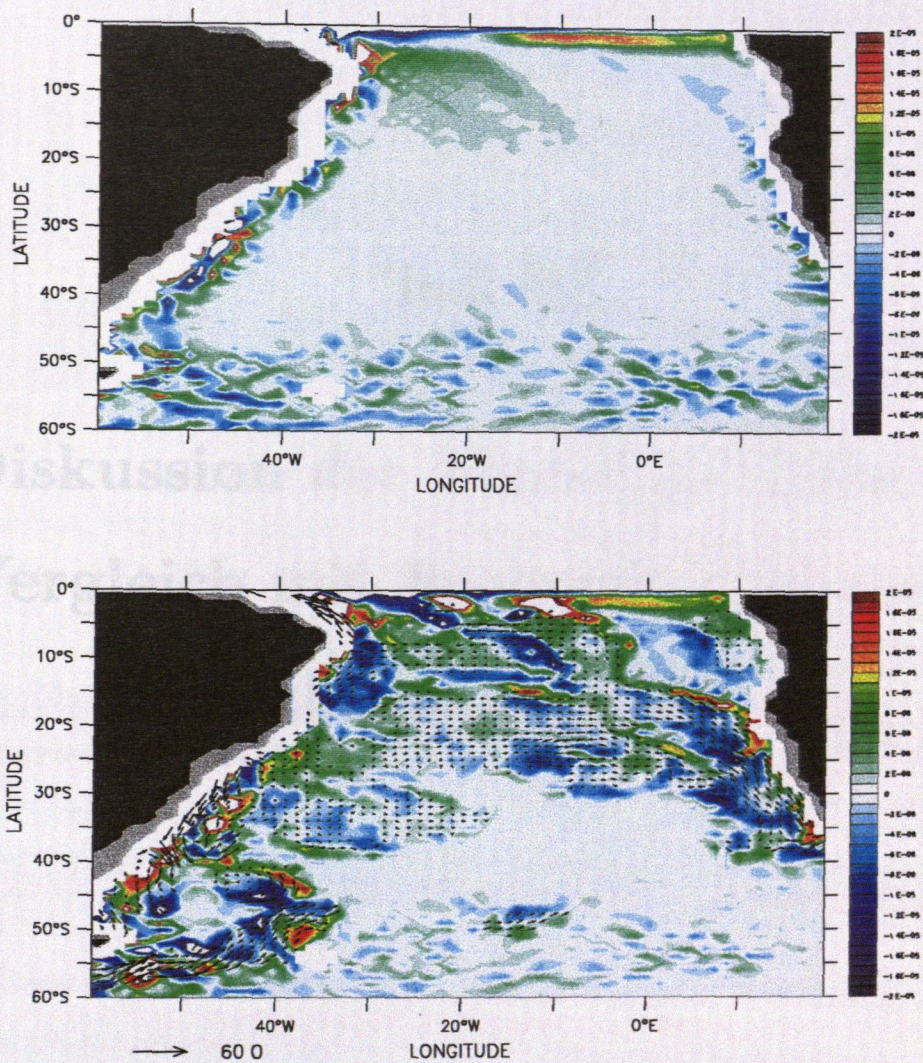


Abbildung 6.8: Divergenz (in s^{-1}) des horizontalen Geschwindigkeitsfeldes in 100m Tiefe aus den Experimenten D37 (oben) und D38 (unten, zusammen mit dem aus den Driftdaten abgeleiteten Geschwindigkeitsvektoren)

Teil III

Diskussion der Modellresultate im Vergleich mit Beobachtungen und anderen Modellen

Kapitel 7

Qualitative Modellvergleiche

7.1 Beckenweite Simulation mit SPEM

In diesem Abschnitt wird auf die Arbeit von *Marchesiello (1995)* Bezug genommen. Er verwendete mit *SPEM*¹ einen anderen Modelltyp für die Modellierung der Zirkulation im Südatlantik. Während die horizontale Auflösung seines Modells (1.375° in zonaler Richtung) der des in dieser Arbeit ausgewerteten Modells sehr nahe kommt, bestehen Unterschiede vor allem in der jeweiligen vertikalen Diskretisierung, der Darstellung der Bodentopographie und in einigen Experimenten im Windantrieb, der dann – wie auch die Oberflächenflüsse von Wärme und Süßwasser – bei *Marchesiello* aus einer ECMWF Modellklimatologie stammt.

Die Vertikale ist bei *Marchesiello* in 20 Niveaus aufgelöst. Da diese in *SPEM* der stärker geglätteten Bodentopographie folgen, wird die Vertikale bei einer Gesamtwassertiefe von über 3000m unterhalb von ca. 1500m gröber, in Oberflächennähe dagegen generell höher aufgelöst als in der hier verwendeten Version eines z -Koordinatenmodells.

Ein weiterer Unterschied zwischen den beiden Modellen besteht darin, daß *Marchesiello* ein einfaches Eismodell mit dem Ozeanmodell gekoppelt hat, das zur Tiefenwasserbildung im polaren Südatlantik beiträgt.

¹*SPEM = Semi Spectral Primitive Equation Model*, siehe *Haidvogel et al., 1991*

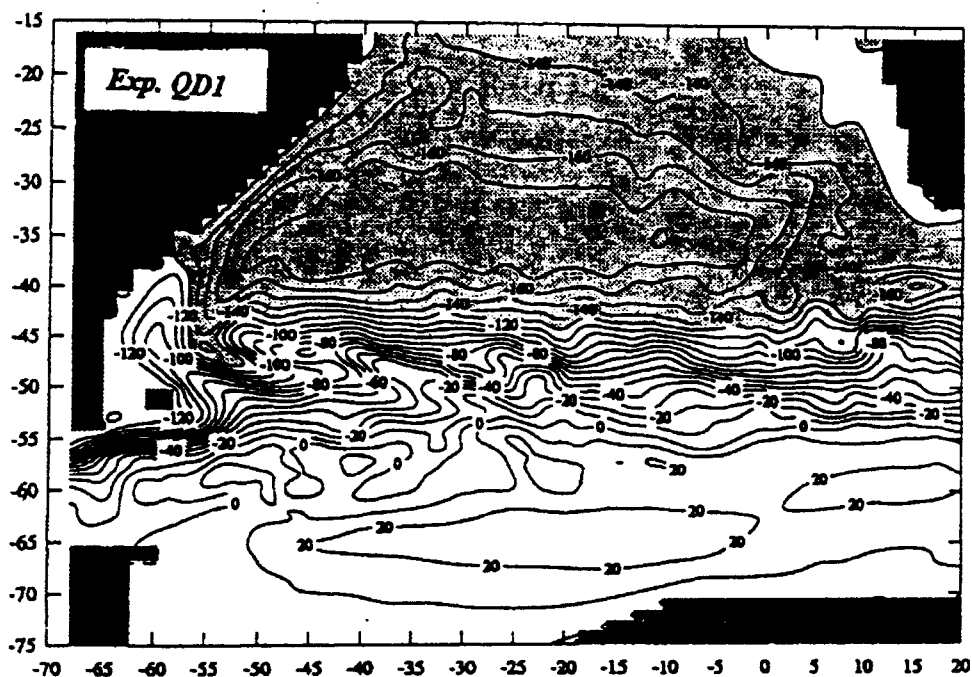


Abbildung 7.1: Barotrope Stromfunktion (in Sv) aus einem diagnostischen Experiment von Marchesiello (1995).

Barotrope Zirkulation

In Abbildung 7.1 ist das Jahresmittel der barotropen Stromfunktion für ein Experiment von Marchesiello (1995) mit Windantrieb von Hellermann und Rosenstein (1983) dargestellt. Der größte Unterschied zwischen dieser Simulation und den Experimenten D37 und D38 (siehe Abbildungen 4.1 und 6.5) besteht im südwestlichen Südatlantik, wo im Modell von Marchesiello (1995) die Konfluenz von BC und MC mit dem nordwärtigen Vordringen des MC auf dem Patagonischen Schelf aufgelöst werden kann und eine Ablösung des BC vom Kontinent bei 38°S bewirkt wird.

Die Subtropenzirkulation ist in beiden Bildern sehr ähnlich. Die Stärke des Subtropenwirbels ist vergleichbar, auch wenn es in seiner meridionalen und zonalen Ausdehnung Unterschiede gibt und im Modell von Marchesiello (1995) die geschlossene Rezirkulationszelle des BC nicht fehlt.

Im Südlichen Ozean mäandriert der ACC in den Ergebnissen von Marchesiello

(1995) stärker, und es bilden sich kleinskaligere Strukturen zwischen dem ACC und dem langgestreckten Weddell Wirbel aus. Letzterer ist in Experiment *D38* so nicht dargestellt und auch die Variabilität nördlich davon ist deutlich geringer ausgeprägt.

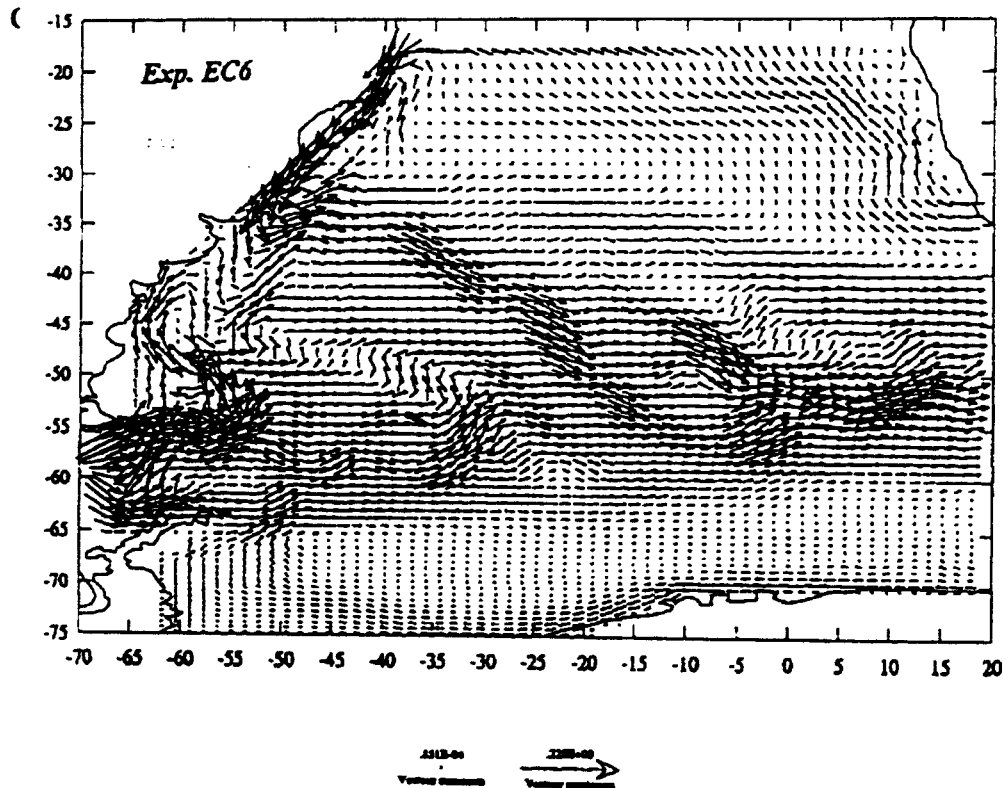


Abbildung 7.2: Geschwindigkeit in ca.100m Tiefe aus einem Experiment von Marchesiello (1995).

Die Strömungen in ca.100m Tiefe aus einem Experiment von Marchesiello (1995) ist in Bild 7.2 gezeigt. Wieder sind beim Vergleich mit den Abbildungen 4.2 und 6.6 die Unterschiede in der Konfluenz von MC und BC besonders auffällig. In beiden Modellen ist eine Rezirkulation des BC zu erkennen. Das Stromband in südöstlicher Richtung zwischen 40°W und 10°W wird nur im mit *SPEM* betriebenen Modell erzeugt.

Keine größeren strukturellen Unterschiede fallen im zentralen und östlichen Subtropenwirbel beim Vergleich mit dem Experiment *D37* auf. Durch die Relaxation

an Beobachtungsdaten in Experiment *D38* wird in diesen östlichen Bereichen eine erhöhte Variabilität erreicht. Diese unterscheidet sich jedoch von der im Modell von *Marchesiello (1995)* nicht nur durch den verursachenden Prozeß, sondern auch in ihrer Struktur. So ist in Experiment *D38* der SEC zwischen $25^{\circ}S$ und $15^{\circ}S$ stark zonal ausgerichtet, während er bei *Marchesiello* eine nordwärtige Komponente besitzt. Dagegen besteht in der deutlichen Darstellung des BEC eine gute Übereinstimmung mit dem Relaxationsexperiment *D38*.

Zirkulation in 900m Tiefe

Die Strömungsverhältnisse im Tiefenhorizont des AAIW können in den Abbildungen 7.3 und 4.4 verglichen werden. Über die bei *Marchesiello (1995)* vorhandene Konfluenzzone hinaus, sind weitere Unterschiede in der Darstellung des ACC zu erkennen, der im σ -Koordinaten Modell nach Osten hin eine stärkere Bündelung erfährt, sowie vor der südamerikanischen Küste, wo sich der SEC in nord- bzw. südwärtige Komponenten aufspaltet. Bei *Marchesiello (1995)* dominiert der nordwärtige Zweig während in den Experimenten *D37* und *D38* der südwärtige Arm stärker ausgeprägt ist.

7.2 Vergleich mit Nordatlantikmodell

Die am IfM Kiel betriebene 1°-Version eines Nordatlantikmodells (*Döscher, 1994* und *Döscher und Redler, 1997*) und das hier vorgestellte Südatlantikmodell überlappen sich zwischen $15^{\circ}S$ und $10^{\circ}N$. Beide Modelle sind numerisch identisch konfiguriert. Unterschiede bestehen jedoch in der Darstellung der Bodentopographie und in der experimentellen Strategie beim Betrieb der Modelle. Die hier gezeigten Bilder aus dem Nordatlantikmodell sind das Resultat eines zehnjährigen Laufes mit offenen Randbedingungen im Süden, der einem *spin up* bei geschlossenen Rändern über fünfzig Jahre folgte. Das Südatlantikmodell wurde dagegen bei geschlossenen Rändern zunächst über fünfundzwanzig Jahre integriert mit nachfolgenden Experimenten über zehn Jahre. Weiterhin bestehen Diskrepanzen im Antrieb der beiden

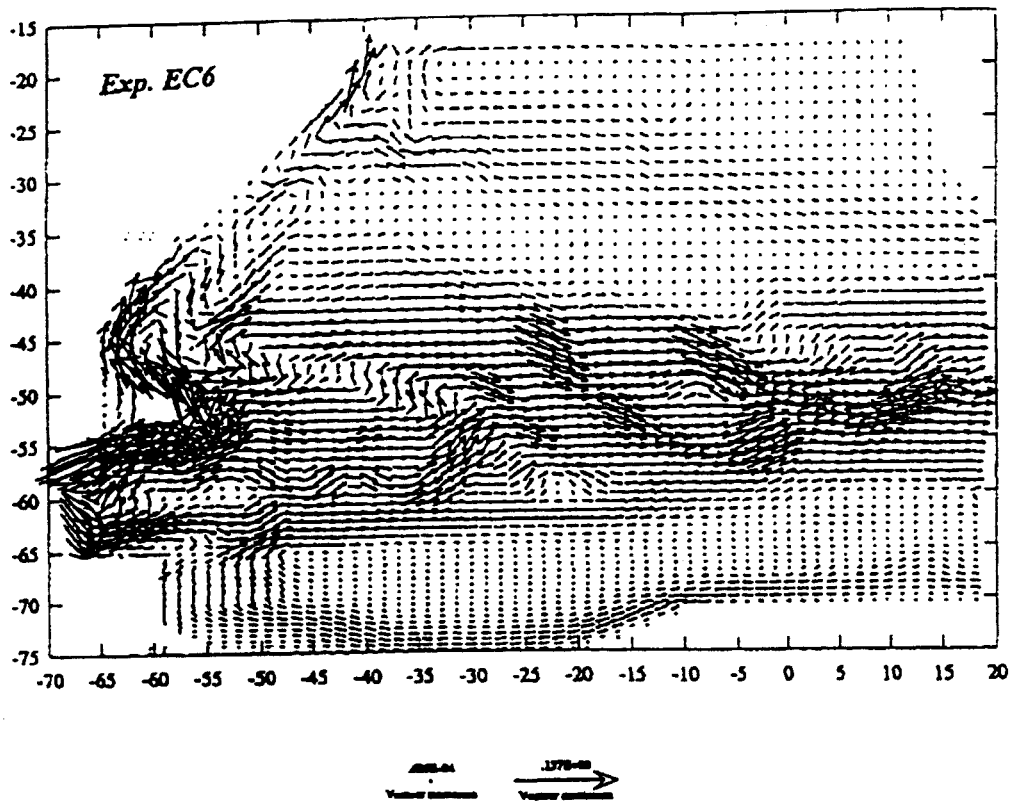


Abbildung 7.3: Geschwindigkeitsfeld in 900m Tiefe aus Experiment EC6 von Marchesiello (1995).

Modelle sowie in der Wahl der horizontalen Diffusionskoeffizienten, die im Südatlantikmodell höher gewählt sind.

Wie in den folgenden Abbildungen gezeigt wird, sind die Simulation der tropischen atlantischen Zirkulation in beiden Modellen sehr ähnlich was die Ausbildung der großskaligen Zirkulation betrifft. Die verschiedenen Randbedingungen und voneinander abweichenden Parametereinstellungen führen jedoch zu Differenzen vor allem in der Verteilung von Temperatur und Salzgehalt. Dargestellt sind in den Bildern 7.4, 7.5 und 7.6 Salzgehaltsschnitte von Süd nach Nord nahe des Greenwich-Meridians aus dem dem 1° Nordatlantikmodell sowie den beiden Südatlantikexperimenten D37 und D38. Der Schnitt wird im Norden durch den afrikanischen Kontinent begrenzt, so daß direkte Einflüsse der jeweiligen Modellränder auszuschließen sind. In Abbildung 7.7 sind zusätzlich entlang des gleichen Schnittes Beobachtungsdaten aus dem *South Atlantic Ventilation Experiment (SAVE)* gezeigt, die von Suga und Talley (1995) ausgewertet wurden.

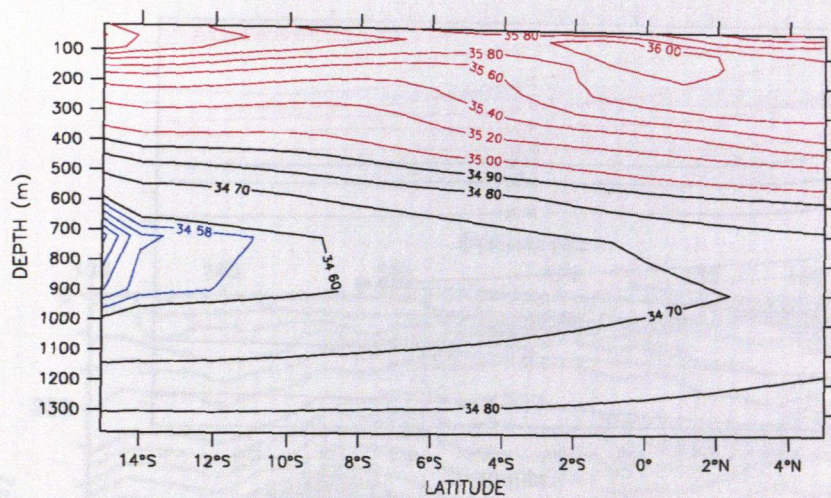


Abbildung 7.4: Meridionalschnitte des Salzgehaltes (in psu) bei 0°W von 15°S nordwärts in oberen 1500m aus CME-Nordatlantikmodell

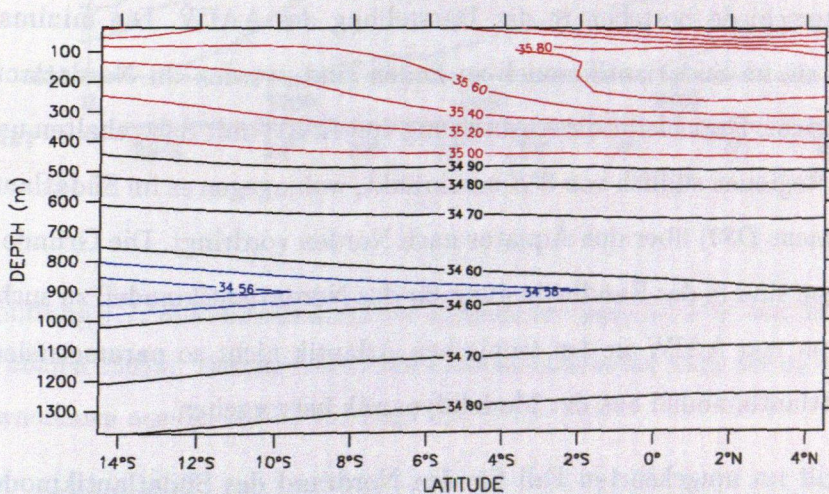


Abbildung 7.5: Meridionalschnitte des Salzgehaltes (in psu) bei 0°W von 15°S nordwärts in oberen 1500m aus Experiment D37

Beide Modelle weisen nördlich von 2°S die höchsten Salzgehalte in den oberen 300m auf. Der Oberflächensalzgehalt im Südatlantikmodell liegt niedriger als im Nordatlantikmodell.

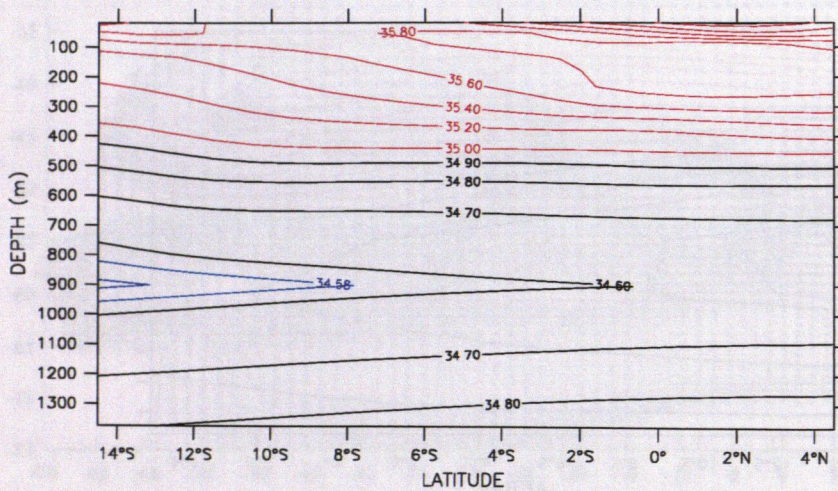


Abbildung 7.6: Meridionalschnitte des Salzgehaltes (in psu) bei $0^{\circ}W$ von $15^{\circ}S$ nordwärts in oberen 1500m aus Experiment D38

Weitere Unterschiede bestehen in der Darstellung des AAIW. Die minimalen Salzgehalte wie sie im Südatlantikmodell zu finden sind, werden im Nordatlantikmodell nicht erreicht. Dort bleibt die Ausbreitung von AAIW mit Salzgehalten unter 34.6psu auf die Regionen südlich von $8^{\circ}S$ beschränkt, wohingegen es im Südatlantikmodell (Experiment D37) über den Äquator nach Norden vordringt. Die Gründe für die Abweichungen sind in der Randbedingung für das Nordatlantikmodell zu suchen, die den Einstrom von AAIW in den tropischen Atlantik nicht so parametrisieren, wie sie im Südatlantikmodell aus der Modelldynamik hervorgehen.

Ähnliches gilt im umgekehrten Fall für den Nordrand des Südatlantikmodells, der nicht durch eine aktive offene Randbedingung dargestellt wird, sondern durch eine Dämpfungszone, durch die die Modellfelder zum Rand hin zunehmend stärker an klimatologische Daten angepaßt werden. Dies hat dann Auswirkungen auf die jeweilige Darstellung des NADW.

Im Vergleich zu der beobachteten Salzgehaltsverteilung weisen beide Modellläufe Diskrepanzen auf. Wie bei grob auflösenden Simulationen zu erwarten ist, können weder das Nordatlantik- noch das Südatlantikmodell die beobachteten Salzgehalts-

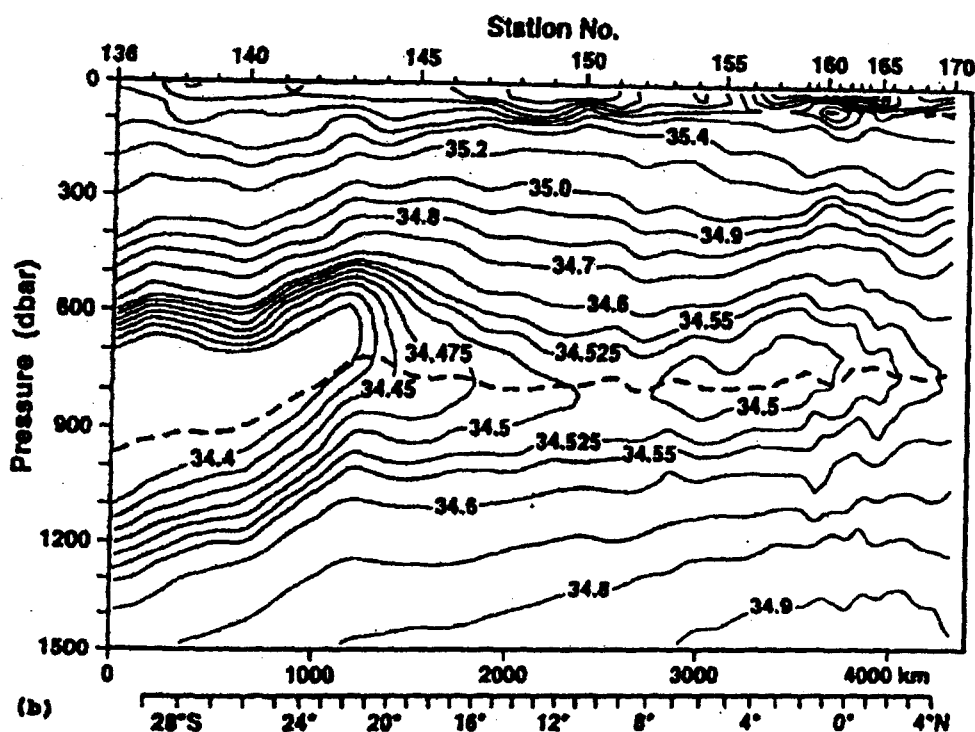


Abbildung 7.7: Meridionalschnitt des Salzgehaltes (psu) bei 0°W von 30°S nordwärts in den oberen 1500m. Die durchbrochene Linie beschreibt die Tiefe der $\sigma_\theta = 27.3$ Isopykne. Übernommen aus der Arbeit von Suga und Talley (1995).

verteilungen korrekt reproduzieren. Die diffusiven Parametrisierungen in den Modellen führen dazu, daß die beobachteten relativen Maxima und Minima der Salzgehalte im Südatlantik nicht erreicht werden. Dies gilt in diesem hydrographischen Schnitt vor allem für das Zwischenwasser, das mit erkennbar geringeren Salzgehalten über den Äquator reicht als in den Modellen.

Unterschiede in den Randbedingungen verursachen auch unterschiedliche Struk-

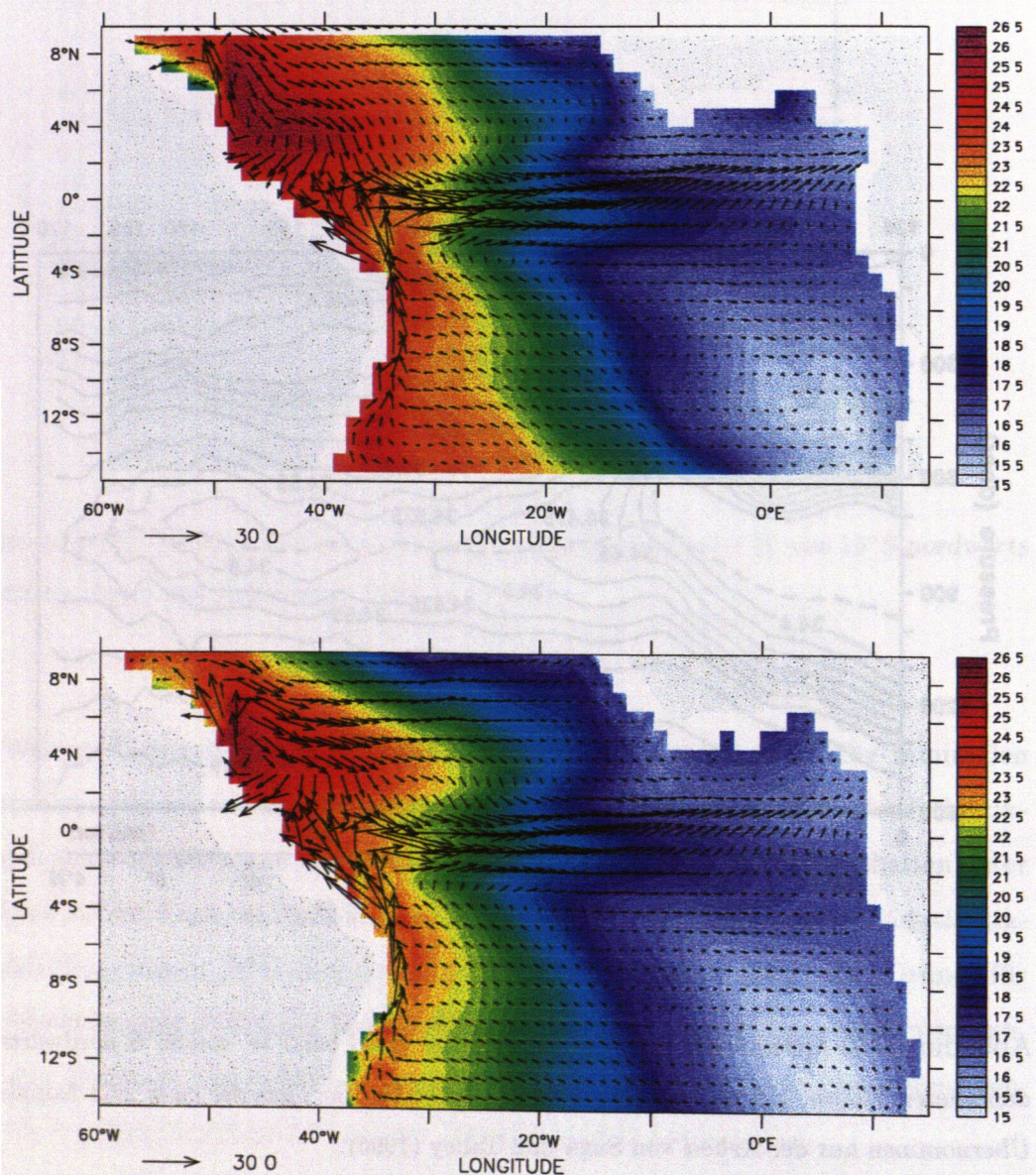


Abbildung 7.8: Temperatur (in $^{\circ}\text{C}$) und Geschwindigkeit (in cm/s) in 90m Tiefe aus den Modellen des Nordatlantiks (oben) und des Südatlantiks (unten) im tropischen Atlantik zwischen 15°S und 10°N .

turen in den horizontalen Verteilungen von Temperatur und Geschwindigkeit. So bildet sich im Südatlantikmodell im westlichen Teil des tropischen nordäquatorialen Atlantiks, wo die Verbindung zum subtropischen Nordatlantik, wie sie im Nordatlantikmodell vorhanden ist, nicht simuliert werden kann, eine stärkere Rezirkulation

bzw. Retroflexion des NBC aus (Abbildung 7.8). Ebenfalls im Bild 7.8 dargestellt ist die Temperaturverteilung in der jeweils dritten Modellschicht. Auffällig ist dabei, daß sich das Nordatlantikmodell grundsätzlich durch höhere Temperaturen auszeichnet, was besonders vor der südamerikanischen Küste auffällt. Dort ist der Bereich mit Temperaturen über 24°C ausgedehnter und enthält höhere Maxima als das Südatlantikmodell, in dem diese hohen Temperaturen vollständig auf den Bereich nördlich des Äquators beschränkt bleiben.

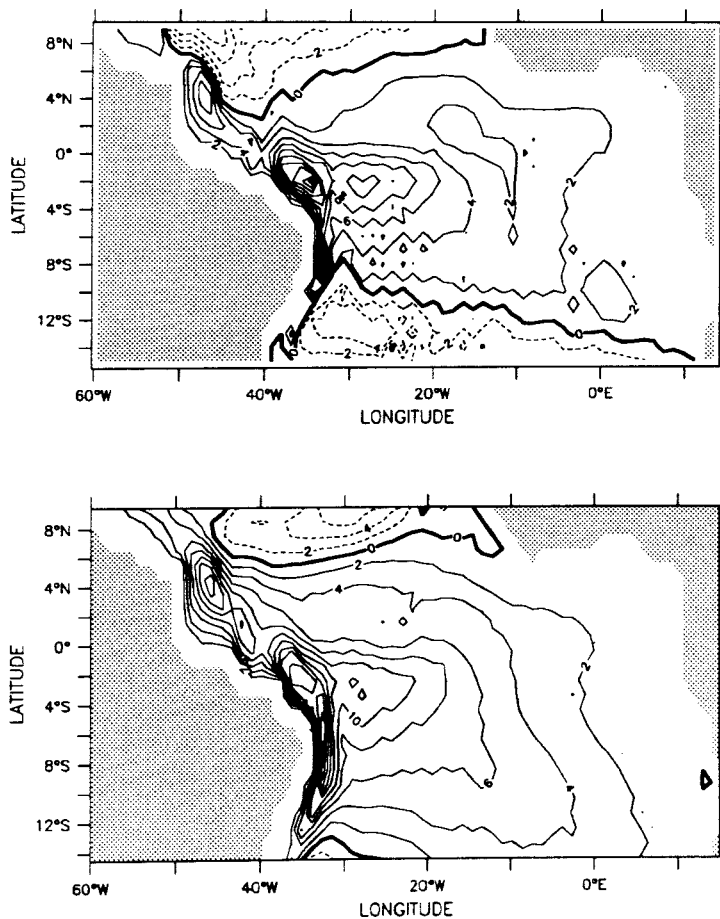


Abbildung 7.9: Barotrope Stromfunktion in Sv aus den Modellen des Nordatlantiks (oben) und des Südatlantiks (Experiment D37, unten) im tropischen Atlantik zwischen 15°S und 10°N .

Die Auswirkungen der unterschiedlichen Randbedingungen in beiden Modellen

lassen sich gut anhand der barotropen Stromfunktion beobachten (Abb.7.9). Beide Modelle zeigen in den jeweiligen Randzonen voneinander abweichende Strukturen. So dringt der Nordrand des Subtropenwirbels im Nordatlantikmodell weiter nach Norden, während im Südatlantikmodell die tropische Zirkulationszelle fast den gesamten gezeigten Ausschnitt des Südatlantiks bedeckt. Für die Stromfunktion gelten in den Modellen zeitlich unveränderliche Randbedingungen. Dabei wird im Südatlantikmodell die Stromfunktion auf Null gezwungen, während für den Südrand des Nordatlantikmodells die Werte aus der Sverdrup-Relation gewonnen werden. Beide Approximationen zeigen, daß sie die durch die jeweils anderen Modelle beschriebene Physik nicht reproduzieren können. Abweichungen zwischen den Modellen sind auch in der zonal und vertikal integrierten Stromfunktion, also der meridionalen Umwälzbewegung, zu erkennen (Abb.7.10). So fällt der nordwärtige Transport von AABW im Südatlantikmodell erheblich schwächer aus als im Nordatlantikmodell ($< 1 Sv$ vs. $3 Sv$ bei $4^\circ S$). Andererseits ist der nordwärtige Transport von AAIW im Modell des Südatlantiks gegenüber dem des Nordatlantiks um $4 Sv$ erhöht. Die südwärtige Zirkulation von NADW ist in beiden Modellen von ähnlicher Stärke mit $11 Sv$ bzw. $13 Sv$ im Modell des Nord- bzw. Südatlantiks.

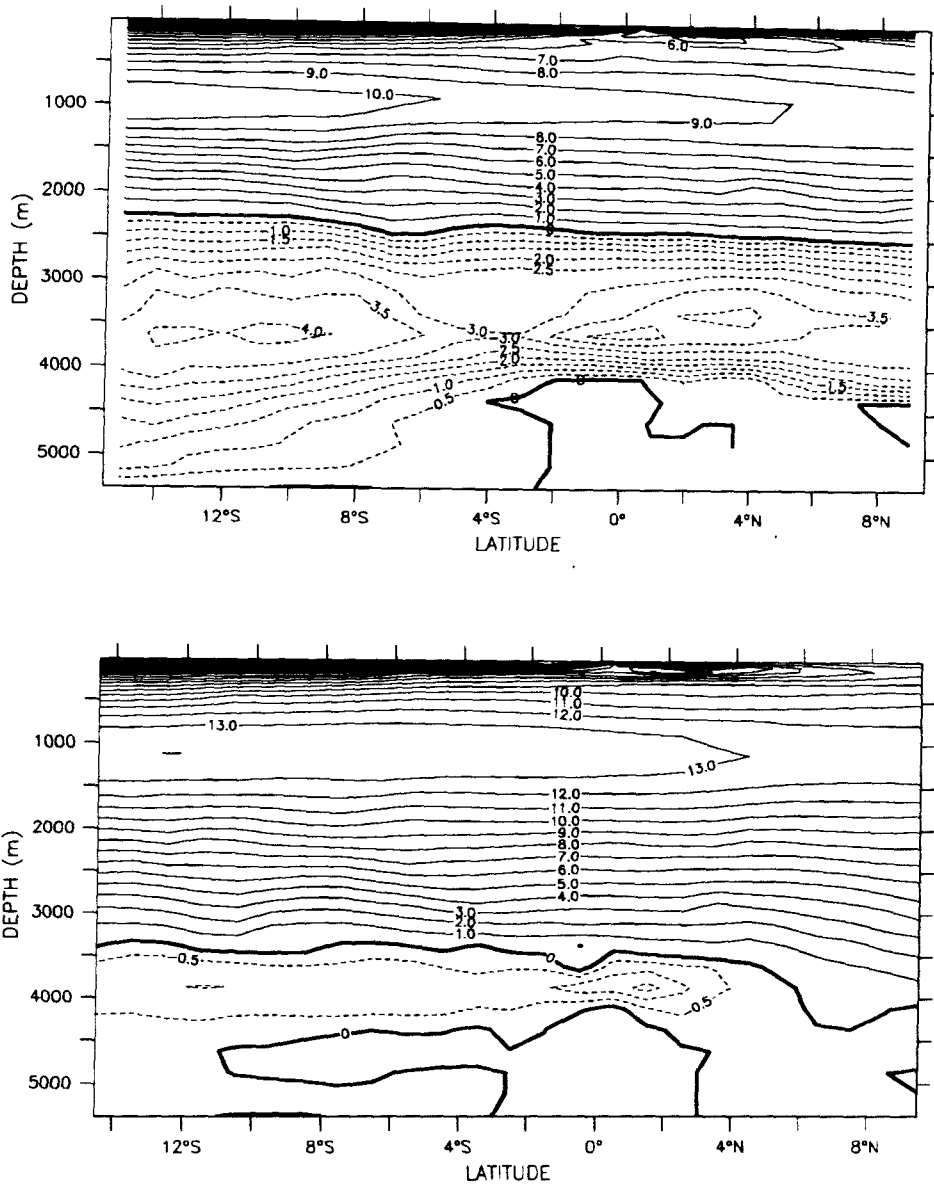


Abbildung 7.10: Meridionale Umwälzbewegung in S_v (zonal und vertikal integrierte Stromfunktion) aus den Modellen des Nordatlantiks (oben) und des Südatlantiks (Experiment D37, unten) im tropischen Atlantik zwischen 15°S und 10°N .

Kapitel 8

Transporte und Hydrographie im Südatlantik in Beobachtungen und Modellen

8.1 Transporte von Volumen, Wärme und Salz

8.1.1 Volumentransporte

Um den Anteil der einzelnen Wassermassen am Gesamteinstrom in den Atlantik aus dem Pazifik und am Gesamtausstrom in den Indik sowie am Transfer von Wasser aus den benachbarten Ozeanen in den Atlantik nach Norden abzuschätzen, werden die Transporte in bestimmten Temperatur- und Tiefenhorizonten berechnet. Für die Experimente *D37* und *D38* wurde eine grobe Unterteilung der Wassermassen wie bei *Gordon et al. (1992)* und *England und Garçon (1994)* vorgenommen: Als Warmwasserkörper wird der Bereich des Ozeans in den oberen 1500m mit Temperaturen von mindestens 9°C bezeichnet. Das Zwischenwasser ist definiert für die oberen 1500m bei Temperaturen von weniger als 9°C. Das unterhalb von 1500m zirkulierende Wasser wird als Tiefenwasser verstanden.

Die zonal integrierten meridionalen Volumentransporte innerhalb der Warmwas-

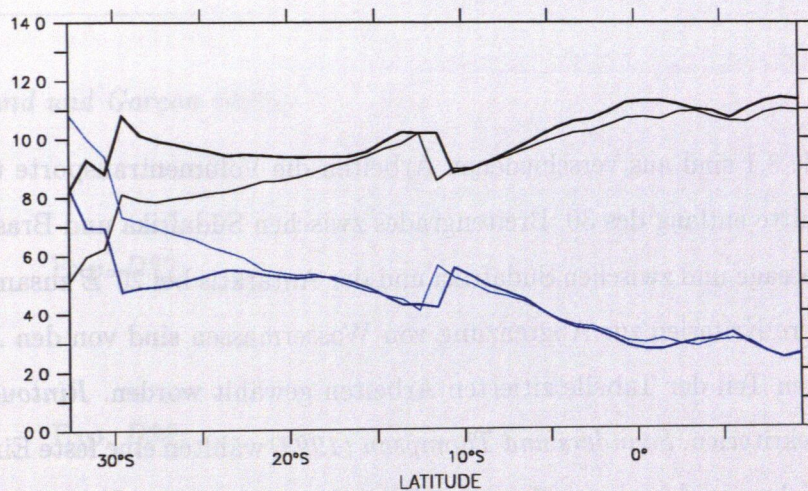


Abbildung 8.1: Zonal integrierter meridionaler Volumentransport in Sv von Wasser mit $T > 9^{\circ}C$ (schwarz) und von Wasser in den oberen 1500m mit $T < 9^{\circ}C$ (blau) für Experiment D37 (dünne Linien) und D38 (dicke Linien).

ser- und der Zwischenwasserschicht sind für die Experimente *D37* und *D38* in Abbildung 8.1 aufgetragen. Beiden Modellläufen ist eigen, daß sich meridionale Transportvariationen innerhalb einer Schicht durch entsprechende entgegengesetzte Änderungen in der anderen Schicht weitgehend ausgleichen. Die Schwankung des Gesamttransportes in den oberen 1500m zwischen den beiden Simulationen ist gering, so daß der Einfluß auf den Tiefenwassertransport als Folge der Anpassung an Daten in Oberflächennähe klein ist.

Das *restoring* gegen die Driftdaten führt durch die Intensivierung der Strömung im oberen Ozean zu einer Zunahme des nordwärtigen Transportes innerhalb der Warmwasserschicht um bis zu $3Sv \simeq 60\%$ im Subtropenwirbel und maximal $0.5Sv \simeq 5\%$ im tropischen Atlantik. Dies wird zum größten Teil durch eine Abschwächung der nordwärtigen Zwischenwasserzirkulation, zum kleineren Teil durch Intensivierung des südwärtigen Tiefenwassertransportes (jeweils gegenüber dem Referenzex-

periment) balanciert.

In Tabelle 8.1 sind aus verschiedenen Arbeiten die Volumentransporte über die Referenzschnitte entlang des 30. Breitengrades zwischen Südafrika und Brasilien, in der Drake Passage und zwischen Südafrika und der Antarktis bei $20^{\circ}E$ zusammengetragen. Andere Kriterien zur Abgrenzung von Wassermassen sind von den Autoren der im unteren Teil der Tabelle zitierten Arbeiten gewählt worden. *Rintoul (1991)* nutzte Dichtekriterien, *Saunders und Thompson (1993)* wählten eine feste Einteilung der Schichtdicken, und in den anderen beiden Arbeiten fand eine Kombination aus einem Dichtekriterium für den oberflächennahen Ozean und einem Tiefenkriterium für den tiefen Ozean Verwendung.

Die Ergebnisse aller Arbeiten stimmen darin überein, daß im Atlantik bei $30^{\circ}S$ nordwärtige Transporte von Oberflächen- und Zwischenwasser auftreten, die durch einen entsprechend hohen südwärtigen Beitrag des tiefen Ozeans ausgeglichen werden. Die genauen Zahlen weichen zwischen den Arbeiten zum Teil deutlich voneinander ab. Je nach Referenz werden $6 - 13 Sv$ und $2 - 7 Sv$ oberhalb bzw. im Zwischenwasser über $30^{\circ}S$ nordwärts transportiert und durch einen südwärtigen Export von Tiefenwasser von $8 - 19 Sv$ balanciert. Die Unterschiede sind durch die verschiedenen verwendeten Modelltypen und räumlichen Auflösungen zu erklären. So ist im hochauflösenden *FRAM* (*Saunders und Thompson, 1993*) der Transport des Oberflächenwassers und der ausgleichende des Tiefenwassers deutlich höher als in den Vergleichsmodellen.

Die Abweichungen von den Ergebnissen von *Rintoul (1991)* und *Matano und Philander (1993)* deuten darauf hin, daß die jeweiligen Resultate abhängig sind von der gewählten Methode zur Berechnung von Transporten — hier Inversmodell und prognostisches numerisches Modell. So sind die Resultate von numerischen Modellen von den Parametrisierungen kleinskaliger Prozesse ebenso abhängig wie von den Antriebsfeldern und Randbedingungen.

An den Übergängen vom Atlantik zu den benachbarten Ozeanen werden von

Quelle		V über 30°/32°S	V über 20°E	V über 68°W
<i>England und Garçon (1994)</i>	WW	9	-2.5	0
	IW	8	95.5	110
	DW	-17	70	53
Exp. D37	WW	6	-2	0
	IW	9	98	102
	DW	-16	34	28
Exp. D38	WW	9	-2	0
	IW	7	95	104
	DW	-16	37	26
<i>Marchesiello (1995)</i>	SW	6	3	1
	IW	5	96	107
	DW	-11	30	22
<i>Matano und Philander (1993)</i>	SW	7	3	2
	IW	2	59	67
	DW	-8	58	51
<i>Rintoul, (1991)</i>	SW	8	3	3
	IW	5	71	83
	DW	-13	55	43
<i>Saunders und Thompson (1993)</i>	SW	13	k.A.	k.A.
	IW	6	k.A.	k.A.
	DW	-19	k.A.	k.A.

Tabelle 8.1: Tabelle der Volumentransporte in Sv, innerhalb der Warmwassersphäre (WW), des oberflächennahen Ozeans, wenn kein Temperaturkriterium genutzt wurde (SW), des Zwischenwassers (IW) und des Tiefenwassers (DW) wie im Text definiert. Angaben sind in der Regel gerundet auf nächsten ganzzahligen Wert und positiv nach Osten bzw. Norden. Die Angaben stammen aus Zirkulations- und Inversmodellen. Die Resultate im unteren Teil der Tabelle wurden mit anderen Definitionen der Grenzen von Wassermassen errechnet. k.A. = keine Angabe

England und Garçon (1994), *Marchesiello (1995)* und in den Experimenten *D37/38* etwa die gleichen Transporte für das Zwischenwasser errechnet. Die Modelle unterscheiden sich hauptsächlich durch den Transport von Tiefenwasser, das bei *England und Garçon (1994)* als Folge des höheren Nettotransportes durch die Drake Passage einen höheren Anteil am Gesamttransport über die meridionalen Schnitte hat. Der um $33Sv$ höhere Volumentransport des ACC bewirkt bei ihnen hauptsächlich einen höheren Transport von CDW sowohl im Einstrom durch die Drake Passage wie auch im Ausstrom in den Indischen Ozean. Daß trotz der Differenz im Nettotransport im Vergleich mit den Experimenten *D37* und *D38* etwa die gleiche Menge an Zwischenwasser in den Atlantik gelangt, ist für das Südatlantikmodell auf die geringere Querschnittsfläche im westlichen Einstrom zurückzuführen: Die künstliche Verbreiterung des Schelfes am Südrand der Drake Passage nach Norden und die im Mittel geringere Tiefe der Meeresstraße bewirken einen verringerten Einstrom von CDW.

Die Zirkulation des Warmwasserkörpers wird in den beiden Läufen des Südatlantikmodells unterschiedlich dargestellt. Dies wird in Abbildung 8.2 anhand der Volumentransporte innerhalb der Warmwasserschicht gezeigt. Das Relaxationsverfahren, mit dem Driftdaten im Experiment *D38* mit dem Modell verknüpft wurden, bewirkt neben einer allgemeinen Verstärkung des Transportes auch ein verändertes Ausbreitungsverhalten. Dieses ist am besten im Südostatlantik und im Verlauf des SEC zu beobachten. Der Beitrag aus dem System des AC ist in beiden Modellläufen etwa gleich groß, sodaß die Verstärkung des Transportes im östlichen Südatlantik im Relaxationsexperiment ihre Ursache auch im Atlantik haben muß. In Verbindung mit der in Abbildung 8.3 dargestellten Tiefe der Warmwasserschicht läßt sich der Schluß ziehen, daß die Relaxation an Driftdaten in Experiment *D38* die Zirkulation des Subtropenwirbels verstärkt und in den östlichen Südatlantik ausdehnt. Als Folge vertieft sich dort die Schicht warmen Wassers um bis zu $100m$ gegenüber dem Referenzlauf.

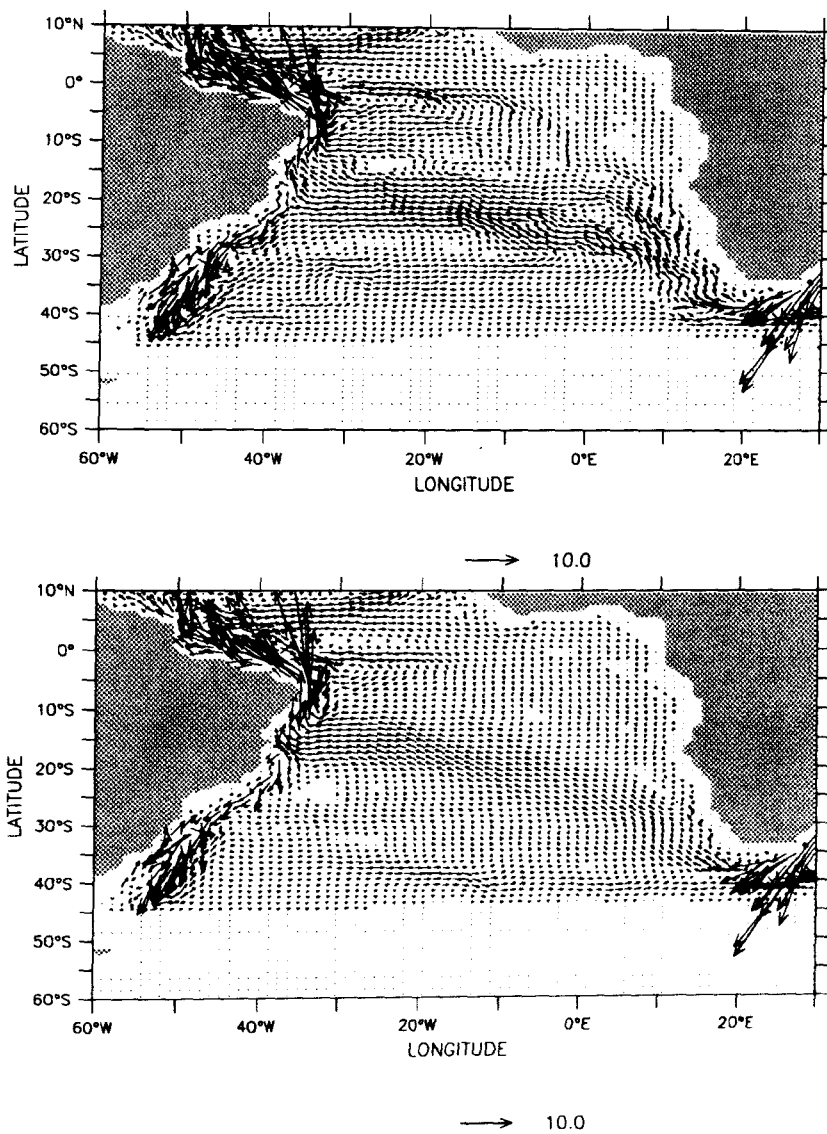


Abbildung 8.2: Transport von Wasser mit $T > 9^{\circ}\text{C}$ in Sv im Südatlantikmodell. Oben Experiment D38, unten Kontrolllauf D37

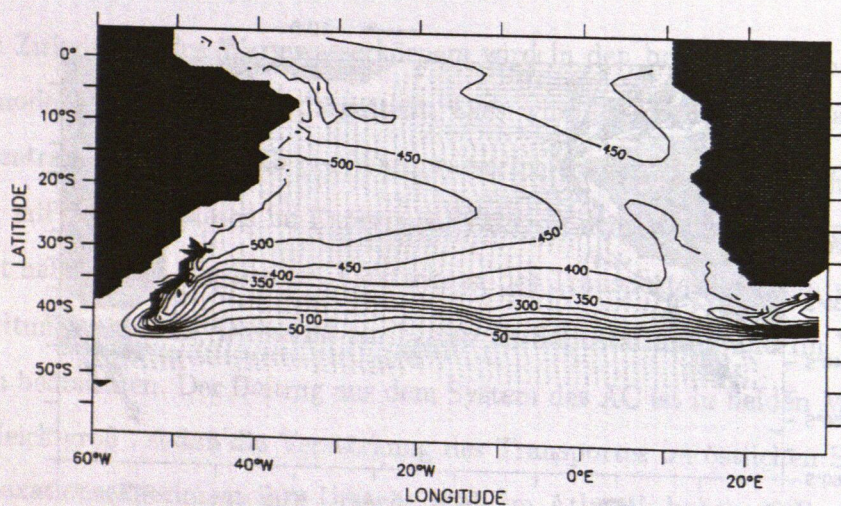
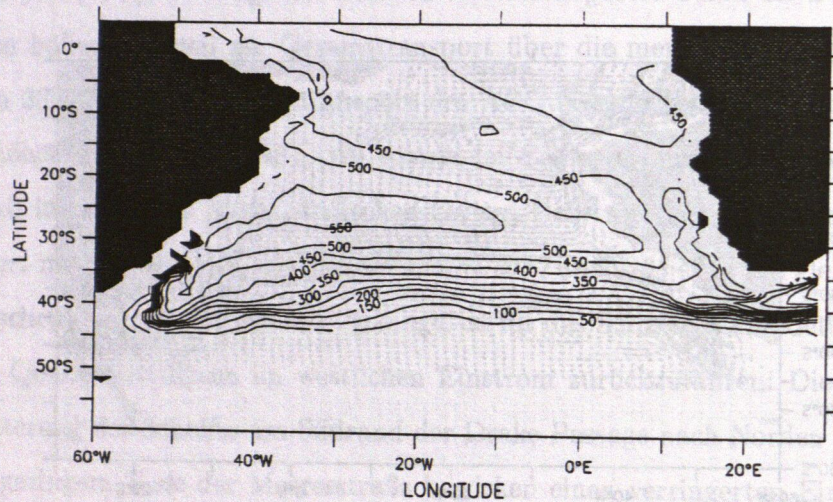


Abbildung 8.3: Tiefe des Wasserkörpers mit Temperaturen über 9°C . Oben Experiment D38, unten Kontrolllauf D37

8.1.2 Wärmetransporte

Der meridionale Wärmetransport ist im Südatlantik nordwärts gerichtet und sorgt für die Wärmezufuhr in die Nordhemisphäre, wo im Zuge der Tiefenwasserbildung Wärme an die Atmosphäre verloren geht. Er berechnet sich im Modell aus den vertikal und zonal integrierten advektiven und diffusiven Anteilen:

$$Q = \int_{H(\lambda, \phi)}^0 \int_{\lambda_2}^{\lambda_1} (v\theta - \nabla\theta) dx dz \quad (8.1)$$

Der Wärmetransport in den Experimenten *D37* und *D38* ist in Abbildung 8.4 gezeigt. Zwischen $30^\circ S$ und $11^\circ S$ nimmt der Transport sehr langsam zu, um dann im tropischen Atlantik stark auf ein Maximum von mehr als $0.95PW$ nördlich des Äquators anzusteigen.

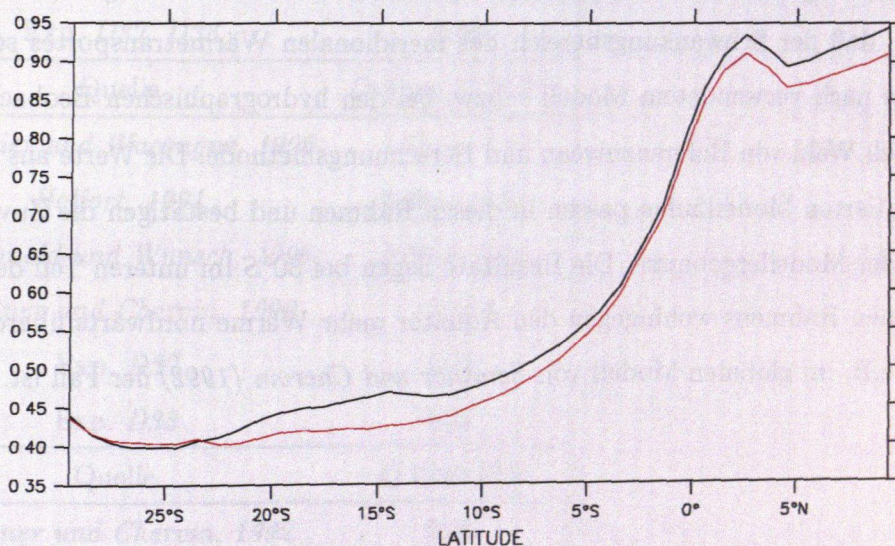


Abbildung 8.4: Meridionaler Wärmetransport in $10^{15}W$ aus den Experimenten *D37* (rot) und *D38* (schwarz) zwischen $30^\circ S$ und $10^\circ N$

Als Folge der Relaxation gegen Driftdaten im Experiment *D38* wird im tropischen Atlantik ein höherer nordwärtiger Wärmetransport angeregt als im ungestörten Referenzlauf. Wie in vorangehenden Abschnitten gezeigt wurde, ist mit der Relaxation einer Modellschicht gegen Geschwindigkeitsdaten aus Beobachtungen zum einen

ein Eintrag von kinetischer Energie verbunden, der zu vergleichsweise höheren Geschwindigkeiten führt; zum anderen wird aber auch die Zirkulation selbst durch das Aufzwingen kleinerer Skalen und Änderungen der Stromrichtung modifiziert. Beide Effekte überlagern sich und bewirken im tropischen Atlantik einen erhöhten nordwärtigen Wärmetransport von bis zu $0.05 PW$ im Vergleich zum ungestörten Experiment *D37*, während südlich von $23^{\circ}S$ kein systematischer Unterschied zwischen den beiden Modellversionen hinsichtlich des Wärmetransportes festzustellen ist. Die von der Relaxation bewirkten Änderungen sind jedoch geringer als die jeweiligen Schwankungen im Jahresgang der Wärmetransporte.

Ein Vergleich mit anderen Modellergebnissen und Beobachtungen (Tabelle 8.2) zeigt, daß der Schwankungsbereich des meridionalen Wärmetransportes sehr groß ist, je nach verwendetem Modell – bzw. bei den hydrographischen Beobachtungen je nach Wahl von Referenzniveau und Berechnungsmethode. Die Werte aus den hier diskutierten Modellläufen passen in diesen Rahmen und bestätigen die Zuverlässigkeit der Modellergebnisse. Die Resultate liegen bei $30^{\circ}S$ im unteren Teil des vorgegebenen Rahmens wohingegen den Äquator mehr Wärme nordwärts überquert als dies z.B. im globalen Modell von *Semtner und Chervin (1992)* der Fall ist.

Quelle	Q über $30^\circ/32^\circ S$
<i>Hastenrath, 1982</i>	0.69
<i>Holfort, 1994</i>	0.25 — 0.88
<i>Matano und Philander, 1993</i>	0.19
<i>Marchesiello, 1995</i>	≤ 0.29
<i>Rintoul, 1991</i>	0.25
<i>Saunders und Thompson, 1993</i>	0.65
<i>Semtner und Chervin, 1992</i>	0.62
<i>Siefridt, 1994</i>	0.54
<i>Stevens und Thompson, 1994</i>	0.56
Exp. D37, D38	0.44
Quelle	Q über $27^\circ S$
<i>Macdonald und Wunsch, 1996</i>	0.49 ± 0.25
Exp. D37, D38	0.40
Quelle	Q über $11^\circ/10^\circ S$
<i>Crosnier und Wacongne, 1996</i>	1.23 — 1.47
<i>Holfort, 1994</i>	0.49 — 0.81
<i>Macdonald und Wunsch, 1996</i>	0.89 ± 0.25
<i>Semtner und Chervin, 1992</i>	0.51
Exp. D37	0.44
Exp. D38	0.47
Quelle	Q über $0^\circ S$
<i>Semtner und Chervin, 1992</i>	0.75
Exp. D37	0.81
Exp. D38	0.84

Tabelle 8.2: Tabelle der nordwärtigen Wärmetransporte Q in $PW = 10^{15} W$ diagnostiziert aus numerischen Modellen und Inversrechnungen (*Rintoul, 1991, Macdonald und Wunsch (1996)*). Der Verweis auf die Arbeit von *Holfort (1994)* bezieht sich auf dessen Aufstellung verschiedener Wärmetransportberechnungen aus Modellen und Beobachtungen. *Crosnier und Wacongne (1996)* berechnen für verschiedene klimatologische Datensätze die geostrophischen Wärmetransporte ohne Berücksichtigung des Ekman-Anteils.

8.1.3 Wärmebilanz für den südlichen Südatlantik

Aus Tabelle 8.3 ist im Verhältnis zu den anderen aufgeführten Ergebnissen ein relativ hoher Wärmeübergang von der Atmosphäre zum Ozean in den Experimenten *D37* und *D38* festzustellen. Wird der Wärmetransport nach Norden über $30^{\circ}S$ als in etwa übereinstimmend zwischen *FRAM* und den Experimenten *D37* und *D38* angesehen, so liegt die Ursache für den höheren Wärmetransfer von der Atmosphäre in den Ozean im Wärme-Export in den Indischen Ozean. Das Verhältnis von Wärmeabgabe an den Indischen Ozean zum Import von Wärme durch die Drake Passage in den Südatlantikexperimenten ist größer als in *FRAM*: Dort liegt dieser Anteil bei 0.6 wohingegen im Südatlantikmodell der Anteil zwischen 0.8 und 0.9 schwankt. Die Abschwächung des Flusses von der Atmosphäre in Experiment *D38* ist auf die Modifizierung der Strömungsverhältnisse im Subtropenwirbel zurückzuführen. Die Verstärkung der Zirkulation und Erwärmung im östlichen Südatlantik zeigt an, daß mehr subtropisches Wasser im Südatlantik verbleibt und weniger Wasser vom SAC in die Agulhas Rezirkulation einfließt.

Quelle	Q über $30^{\circ}/32^{\circ}S$	Q über $20^{\circ}E$	Q über $68^{\circ}W$	Bilanz der Spalten 1–3
Exp. <i>D37</i>	0.43	1.16	1.26	0.37
Exp. <i>D38</i>	0.45	1.06	1.27	0.27
<i>Marchesiello (1995)</i>	0.10	1.45	1.36	0.19
<i>Saunders und Thompson (1993)</i>	0.56	0.99	1.71	-0.16
<i>Stevens und Thompson (1994)</i>	0.65	1.20	1.97	0.12

Tabelle 8.3: Wärmebilanz des Südatlantiks südlich von $30^{\circ}S$. Angaben in *PW*. Die Summe der ozeanischen Flüsse ergibt den atmosphärischen Anteil an der Bilanz. Positives Vorzeichen bezeichnet dabei den Fluß von der Atmosphäre zum Ozean. Die Werte von *Saunders und Thompson (1993)* und *Stevens und Thompson (1994)* entstammen verschiedenen Simulationen mit diagnostischen bzw. prognostischen Läufen von *FRAM*

In der Bilanz von *Marchesiello (1995)* wird mehr Wärme in den Indik übertragen als durch die Drake Passage dem Südatlantik zugeführt wird. Bei ihm wird der Ausgleich durch einen verringerten nordwärtigen Wärmetransport über 30°S geschaffen.

8.1.4 Lokale Änderungen im Wärmetransport

Wie bisher gezeigt wurde, reagiert der beckenweit zonal integrierte meridionale Wärmetransport nur wenig auf die Modifizierung des Geschwindigkeitsfeldes in einer Modellschicht. Dagegen treten lokal erhebliche Unterschiede zwischen den Modellläufen auf. Dies soll am Beispiel des in Bild 8.5 dargestellten Bereiches im südöstlichen Atlantik (Kap Becken) gezeigt werden. In Tabelle 8.4 sind die Wärmetransporte über die Grenzen des Bereiches hinweg für die Experimente *D37* und *D38* aufgelistet. Durch die Ausweitung des Subtropenwirbels im Falle der Relaxation an Driftdaten nach Südosten wird mehr warmes Wasser in diese Region geführt, was die Wärmebilanz dieses Gebietes ändert. Insbesondere wird über die westliche

Q über...	Exp. D37			Exp. D38		
	WW	IW	DW	WW	IW	DW
10°W	-0.03	-0.38	-0.06	0.21	-0.20	-0.03
15°E	-0.37	-0.24	-0.04	-0.46	-0.24	-0.04
40°S	0.16	0.13	-0.01	0.09	0.04	-0.04
25°S	0.52	0.06	-0.03	0.78	0.08	-0.02
Summe aus WW, IW, DW	0.09			0.03		

Tabelle 8.4: Wärmebilanz für das Kap Becken. Angaben in PW positiv nach Norden bzw. Osten. Die Summe der ozeanischen Flüsse ergibt den atmosphärischen Anteil an der Bilanz. Positives Vorzeichen bezeichnet dann den Fluß von der Atmosphäre zum Ozean. Schichteinteilung wie zuvor in Warmwasserschicht (WW), Zwischenwasser (IW) und Tiefenwasser (DW)

Berandung warmes Wasser in die Region eingetragen, während im Referenzexperiment über diesen Rand nur Wärme exportiert wird. Ausgleichend verläßt mehr Wärme das Kap Becken über dessen nördlichen Rand im Falle der Relaxation an Geschwindigkeitsdaten als im Referenzlauf.

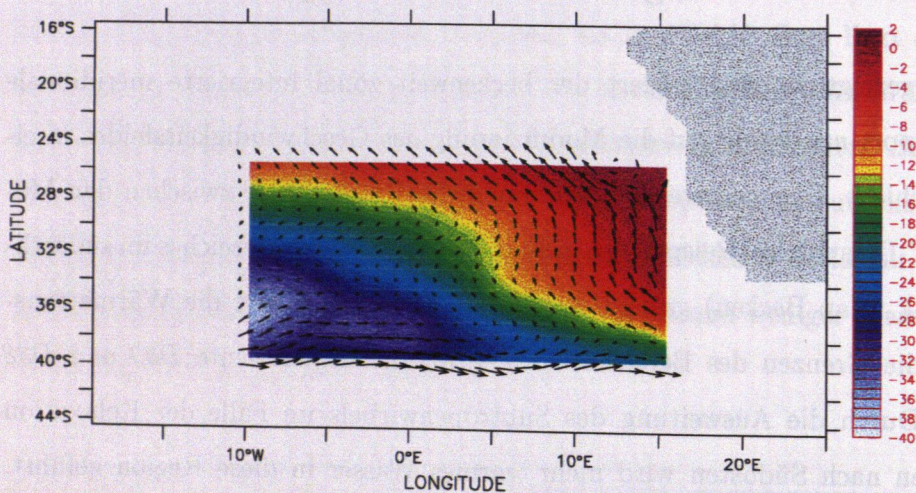


Abbildung 8.5: Barotrope Stromfunktion (in Sv) und Geschwindigkeitsfeld in Modellschicht 3 aus Lauf D37 im Kap Becken zur Berechnung einer regionalen Wärmebilanz. Geschwindigkeit in cm/s

Die lokalen Abweichungen zwischen den Experimenten sind auch Ausdruck der durch die Relaxation bewirkten Änderung der barotropen Zirkulation. Eine weitere Abhängigkeit der lokalen Wärmebilanz von der barotropen Strömung besteht durch die Vorgabe der barotropen Ein- und Ausstromverhältnisse am Ostrand des Modells. In den zu Beginn der Arbeit zitierten Artikeln zur Modellierung des AC stellte sich die Stärke des AC als ein Faktor heraus, der das Retroflexionsverhalten des Stromes bestimmt. Danach neigt ein starker AC mit hohem Volumentransport und hohen Stromgeschwindigkeiten dazu, östlich von 30°E zu retroflektieren und den Transport von Wasser in den Atlantik zu minimieren. Dagegen wird der Transport erhöht und

im Extremfall die Retroflexion gänzlich verhindert, wenn der AC als Randstrom mit geringen Werten für Geschwindigkeit und Volumentransport definiert wird. Bestätigt wird dieses Verhalten in einem weiteren, hier nicht näher diskutierten Experiment, in dem die Halbierung des Einstroms des AC am Ostrand des Modells auf $30Sv$ eine Erhöhung des westwärtigen Transportes über $20^\circ E$ in den Atlantik um ca. $8Sv \simeq 50\%$ bewirkt.

8.1.5 Salztransporte

In beiden Läufen des Südatlantikmodells erfolgt der Salztransport über die ausgewählten zonalen Schnitte in die gleiche Richtung wie in den Vergleichsdaten, siehe Tabelle 8.5. Sowohl die Simulationen *D37* und *D38* als auch das globale Modell von *Semtner und Chervin (1992)* bilden schwächere Salztransporte aus, als dies in den Inversberechnungen von *Holfort (1994)* geschieht. Die Abweichungen zwischen dem globalen und dem Südatlantikexperiment *D37* unterscheiden sich in geringerem Maße. Im tropischen Bereich ist der Salztransport im Südatlantikmodell geringer. Ab $23^\circ S$ südwärts findet der Salztransport allerdings in den beiden Modellen in verschiedene Richtungen statt.

Quelle	F über $30^\circ S$	F über $23^\circ S$	F über $19^\circ S$	F über $11^\circ S$
Exp. <i>D37</i>	-0.11	-0.14	2.74	3.47
Exp. <i>D38</i>	0.60	-0.87	1.57	3.55
<i>Holfort (1994)</i>	-6.0	-4.0	3.0	8.5
<i>Semtner und Chervin (1992)</i>	0.1	1.0	1.3	6.7

Tabelle 8.5: Meridionaler Salztransport F in $10^9 g/s$. *Holfort (1994)* gibt seine invers berechneten Werte mit einem Schwankungsbereich von jeweils $\pm 5 \times 10^9 g/s$ an

Der meridionale Salztransport ist in Abbildung 8.6 als Funktion der geographischen Breite aufgetragen. In beiden dargestellten Simulationsergebnissen (*D37*

und D38) zeigt sich ein nordwärtiger Transport im tropischen Atlantik nördlich von 23°S . Die Beeinflussung des Geschwindigkeitsfeldes in Experiment D38 bewirkt im Subtropenbereich einen höheren und positiven Salztransport. Nördlich von 25°S ist der Salztransport tendenziell geringer als im Kontrolllauf bei gleichen Vorzeichen. Das generelle Anwachsen des nordwärtigen Transportes mit abnehmender geographischer Breite stimmt überein mit anderen Arbeiten (z.B. Semtner und Chervin, 1992).

8.2 Qualitativer Vergleich des Modells mit hydrographischen Schnitten

Bei allen Vergleichen mit hydrographischen Schnitten muß bedacht werden, daß Modell und Daten in der Regel nicht übereinstimmen werden. Neben der horizontal wie vertikal groben Auflösung des Modells, die kleinräumige Strukturen, wie sie in beobachteten Datensätzen zu erkennen sind, im Modell nicht reproduzierbar macht, ist zu

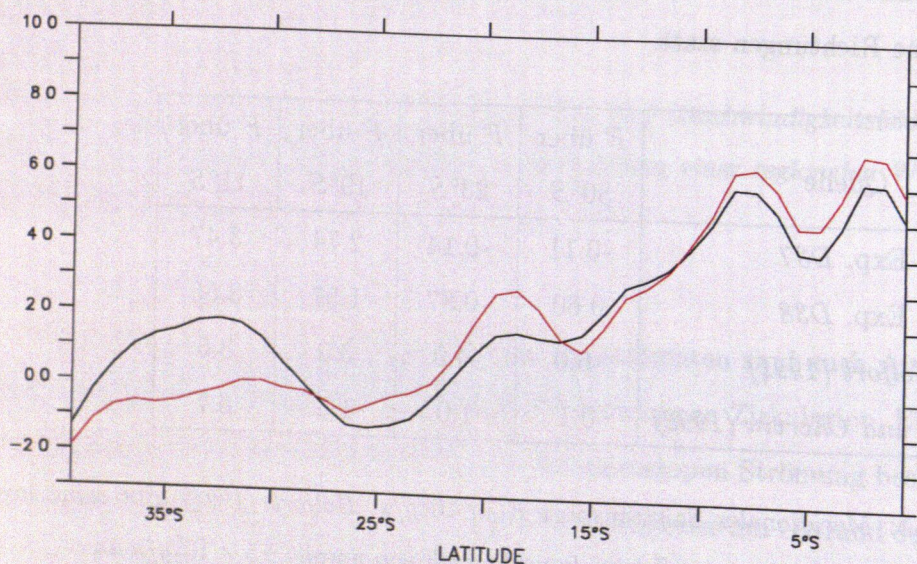


Abbildung 8.6: Meridionaler Salztransport in 10^9g/s aus den Experimenten D37 (rot) und D38 (schwarz) zwischen 30°S und 0°N

beachten, daß es sich bei den Modelldaten um langzeitliche Mittel mit klimatologischen Randbedingungen handelt. Hydrographische Schnitte hingegen repräsentieren momentane Aufnahmen der Verteilungen von Temperatur, Salzgehalt und anderen Spurenstoffen. Diese Beobachtungen unterliegen kleinskaligen dynamischen Prozessen (Wirbel) sowie lokalen und jahreszeitlichen Randbedingungen.

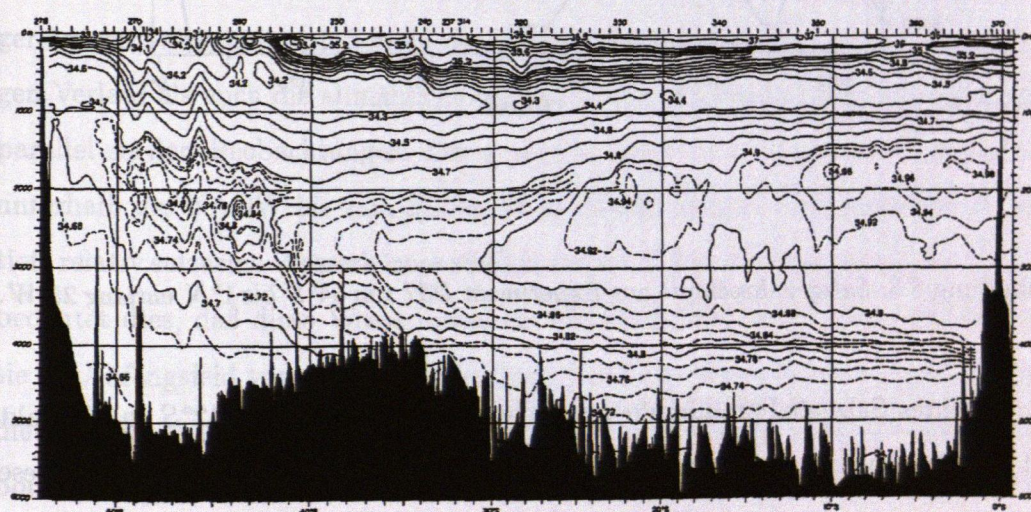


Abbildung 8.7: Salzgehaltsschnitt von 54°S bis 1°N entlang 25°W. Aus Tsuchiya et al. (1994).

8.2.1 Meridionalschnitt bei 25°W

Der in Figur 8.7 abgebildete Salzgehaltsschnitt wurde im Frühjahr 1989 zwischen 54°S und 1°N westlich des MAR aufgezeichnet und von Tsuchiya et al. (1994) ausgewertet. Dem wird in Bild 8.8 die Salzgehaltsverteilung aus Experiment D37 gegenübergestellt.

Die beherrschende Wassermasse im oberen Ozean ist das AAIW, das sich durch

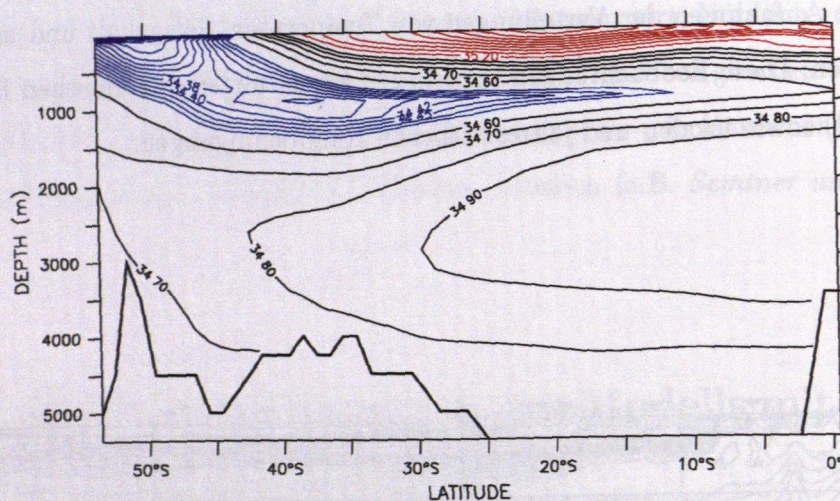


Abbildung 8.8: Salzgehaltsschnitt aus Experiment D37 von 54°S bis 1°N entlang 25°W.

ein absolutes Salzgehaltsminimum auszeichnet und südlich von 42°S in Kontakt mit der Atmosphäre tritt (Abb.8.7). In dem hydrographischen Schnitt erreicht diese Wassermasse eine maximale Dicke (ca.1200m) in der Breite der Konfluenzzone von MC und BC. Das Zentrum mit minimalem Salzgehalt liegt hier in 900m Tiefe und wird nordwärts auf etwa 700m angehoben. Die Dicke der Schicht (definiert für $S < 34.6$) nimmt am Äquator auf unter 500m ab.

Der Kern des NADW (definiert als das intermediäre Salzgehaltsmaximum) sinkt in den Beobachtungen von 1800m Tiefe im äquatorialen Atlantik auf ca.2900m bei 30°S ab. Das mit dem NADW verbundene Salzgehaltsmaximum nimmt nördlich von 30°S Werte oberhalb von 34.9 an. Südlich davon ist das Signal des NADW bis 42°S weiter zu verfolgen. Weiter im Süden wird es durch kleinskaligere Prozesse im ACC überlagert. Wird als untere Grenze des NADW ein Salzgehalt von 34.8 angenommen, so erstreckt sich diese Wassermasse nördlich von 40°S maximal bis etwa 4000m Wassertiefe.

Die groben Strukturen der Wassermassenverteilung sind im Modell wiedergege-

ben. Der AAIW-Wasserkörper erlangt seine maximale Dicke bei $40^{\circ}S$ mit ca. 1000m und minimalen Salzgehalten unter 34.4. Der Kern des AAIW steigt auf 900m am Äquator an. Dort hat es jedoch nur noch einen minimalen Salzgehalt von 34.55 — 34.6 bei einer geringeren vertikalen Ausdehnung. Insgesamt unterschätzt das Modell also das Volumen des AAIW, wenn dies nach einem Salzgehaltskriterium definiert wird. Im Vergleich zum hydrographischen Schnitt wird der Salzgehalt dieser Wassermasse eher überschätzt.

Das NADW ist im Modell offenbar recht gut repräsentiert. Zwar liegt sein Zentrum am Äquator etwas tiefer als in den Beobachtungen und weist einen etwas geringeren Salzgehalt auf. Sowohl das Absinken seines Kerns im weiteren südwardigen Verlauf als auch die allmähliche Salzgehaltsabnahme entwickeln sich im Modell parallel zu den Beobachtungen. Der generelle Trend zu niedrigeren Salzgehalten unterhalb des NADW bis zum Boden ist im Modell ebenso wiederzufinden wie der tiefe relativ salzarme Wasserkörper südlich von $40^{\circ}S$. Für die Darstellung des AABW bedeutet dies, daß diese Wassermasse im Modell in dem Maße vorhanden ist, wie sie im Anfangsfeld vorgegeben ist. Bedingt durch die relativ kurze Integrationszeit, die zu geringer Neubildung von AABW und den blockierten nordwardigen Transport bleiben die Wassermasseneigenschaften von NADW und AABW in den tiefen Becken relativ dicht am klimatologischen Anfangszustand.

8.2.2 Zonalschnitte bei $30^{\circ}S$ und $19^{\circ}S$

Die hydrographischen WOCE-Schnitte A9 und A10 wurden 1991 bzw. 1992/1993 entlang $19^{\circ}S$ und $30^{\circ}S$ von Bord des FS Meteor gewonnen. Für die folgenden Vergleiche zwischen Modell und den Daten wurden letztere auf das Modellgitter interpoliert. Die Daten erfuhren eine zusätzliche Glättung, um die im interpolierten Datensatz noch vorhandenen kleinskaligen Strukturen zu minimieren.

Für den Zonalschnitt entlang $30^{\circ}S$ sind die Modell- und Beobachtungsdaten der Temperatur im oberen Ozean in den Abbildungen 8.9 und 8.10 dargestellt. Bei allgemein übereinstimmenden Schichtungsverhältnissen (d.h. Ansteigen der Isothermen von West nach Ost) ergeben sich Unterschiede im Detail. Die Dicke des

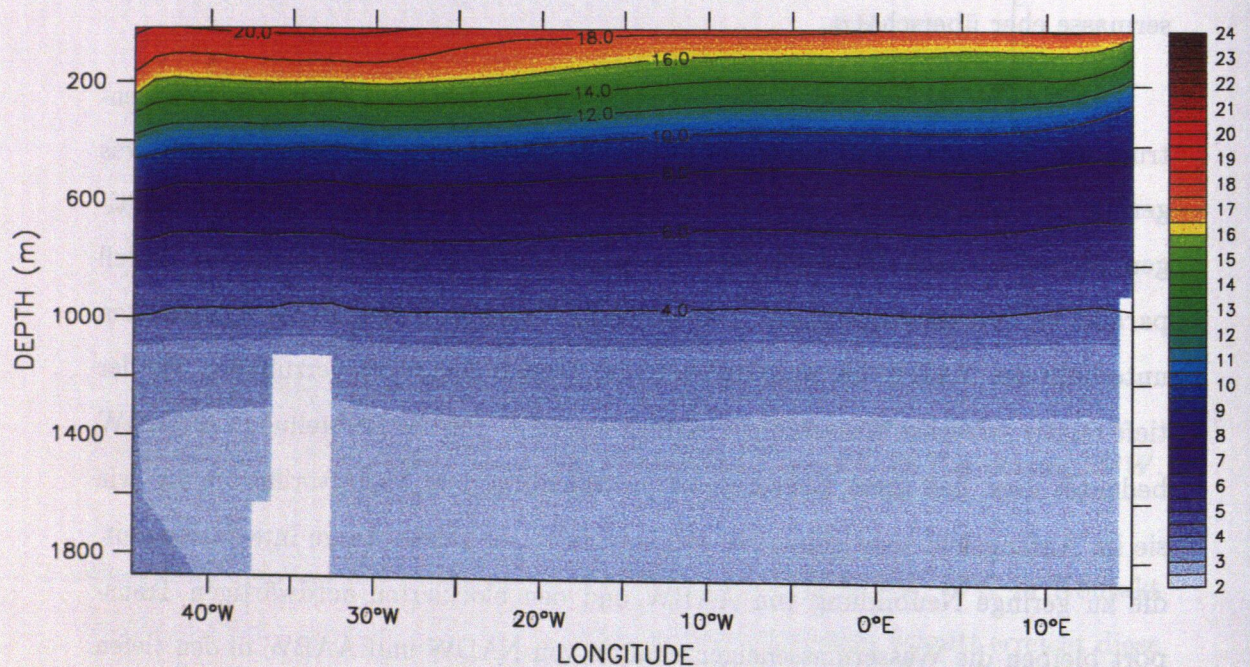


Abbildung 8.9: Zonaler Temperaturschnitt entlang 30°S aus Modellexperiment D37

Warmwasserkörpers verringert sich im hydrographischen Schnitt von rund 600m am Westrand auf ca. 300m am Ostrand. Im Modell wird am Westrand eine um 100m flachere Warmwasserschicht ausgebildet. Die Neigung der Isothermen ist im Modell vor allem östlich des Greenwich-Meridians schwächer ausgeprägt, so daß am Ostrand die Dicke der Warmwasserschicht nahezu mit den Beobachtungen übereinstimmt. Zusätzlich unterschätzt das Modell die Oberflächentemperaturen um bis zu 3°C, so daß der Wärmeinhalt des oberen Ozeans geringer ist als in der Beobachtung. Dieser Einwand wird mit Verweis auf die Einschränkungen zu Beginn des Kapitels insofern relativiert, als daß die hydrographischen Daten im Südsommer aufgenommen

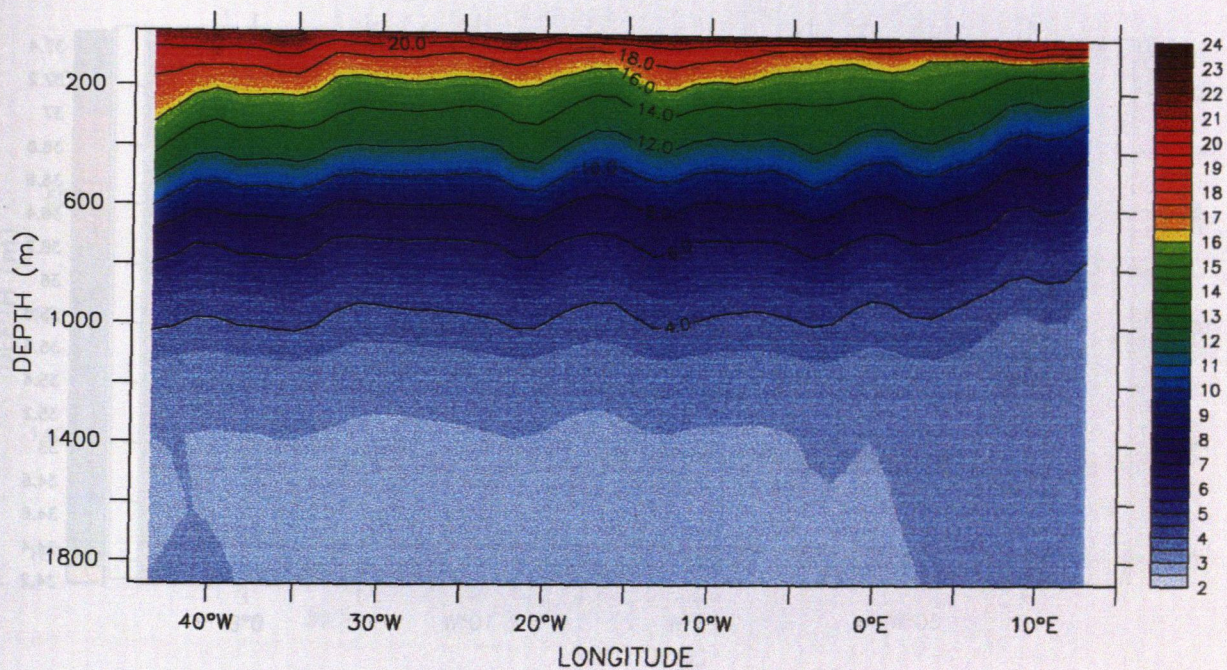


Abbildung 8.10: Zonaler Temperaturschnitt bei 30°S aus CTD-Messungen während Meteor-Expedition M22/5, WOCE-Schnitt A10

wurden und hier mit einem langjährigen Mittel verglichen werden.

Ähnliche Beobachtungen gelten für den Schnitt bei 19°S (Abb.8.11 und 8.12). Die Abfolge der Wassermassen stimmt überein mit maximalen Salzgehalten an der Meeresoberfläche im Westen und dem durch das AAIW verursachte Salzgehaltsminimum mit Zentrum in 900m Tiefe. Auch in diesem Falle bestehen Unterschiede vor allem in der absoluten Größe der Maxima und Minima, die jeweils vom Modell nicht erreicht werden. Daraus folgt, daß der vertikale Gradient vom Modell nur

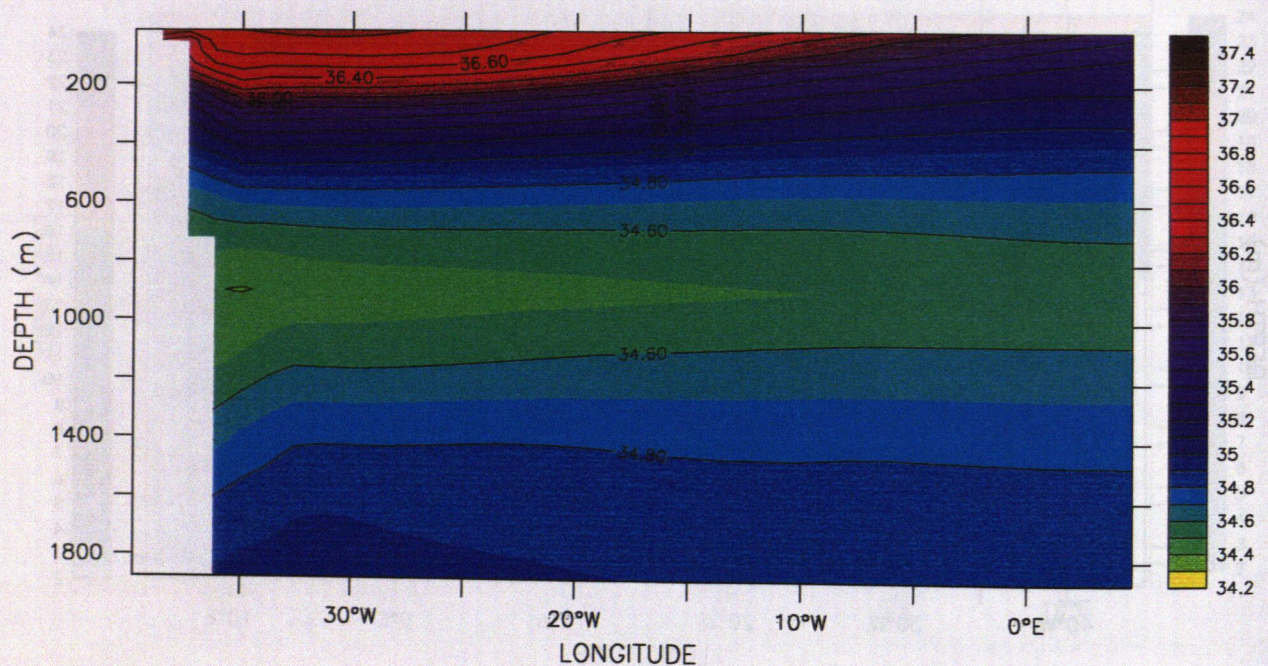


Abbildung 8.11: Zonaler Salzgehaltsschnitt entlang 19°S aus Modellexperiment *D37*

abgeschwächt wiedergegeben wird.

Der Zwang zu beobachteten Geschwindigkeiten in Experiment *D38* hat für die Felder von Salzgehalt und Temperatur keine eindeutige Konsequenz. Das heißt, daß durch die Manipulation des Geschwindigkeitsfeldes Salzgehalt und Temperatur keine konsistente Verbesserung in dem Sinne erfahren, daß sich die Differenz zwischen den modellierten Daten und den aktuellen Meßdaten tendentiell verringern würde. So wird für den Schnitt längs des 19. südlichen Breitengrades die Daten-Modell-Differenz in Lauf *D38* gegenüber Simulation *D37* vermindert. Im Gegensatz dazu

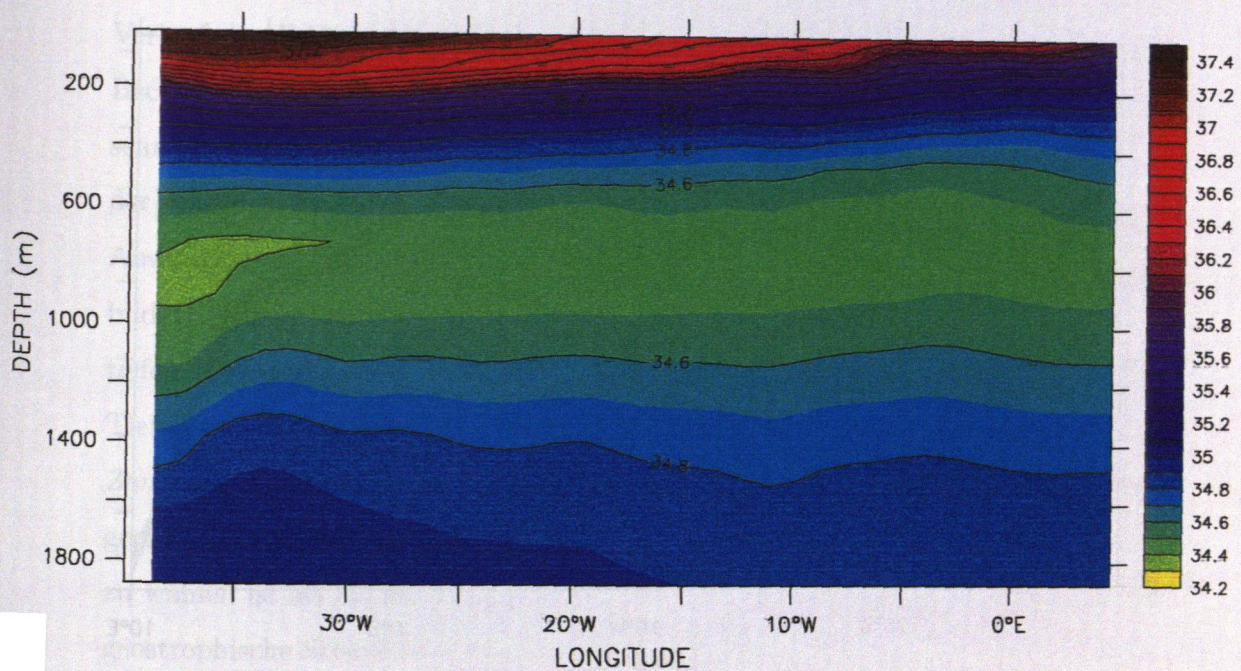


Abbildung 8.12: Zonaler Salzgehaltsschnitt entlang 19°S aus CTD-Messungen während Meteor-Expedition M15/3 WOCE-Schnitt A9

erhöht sie sich jedoch für den Schnitt entlang 30°S .

Referenzniveaus für geostrophische Berechnungen

Mit den Daten aus einem numerischen Modell ist es möglich, relative Geschwindigkeiten bezogen auf ein beliebiges Referenzniveau zu berechnen, da an jedem Punkt innerhalb des Modellgebietes eine Referenzgeschwindigkeit (*level of known motion*) angegeben werden kann. Dies ist bei hydrographischen Daten in der Regel nicht

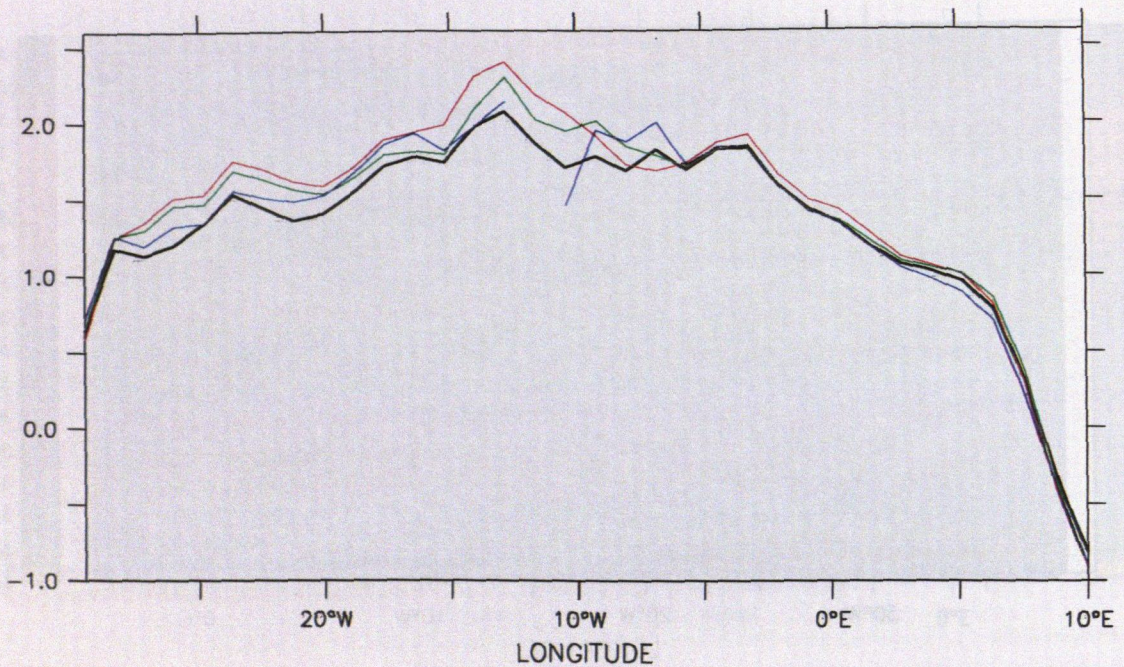


Abbildung 8.13: Meridionalen Komponenten v der baroklinen Geschwindigkeit über 19°S aus Experiment D37 in cm/s , positiv nach Norden, relativ zu Modellgeschwindigkeiten in verschiedenen Referenziefen. Schwarz: v wie vom Modell berechnet; rot: v relativ zur Geschwindigkeit in 1500m Tiefe; grün: v relativ zu 2000m; blau: v relativ zu 3000m

der Fall: Unter der Annahme einer bewegungslosen Referenzfläche werden geostrophische Geschwindigkeiten aus Dichtegradienten ermittelt. Für dieses *level of no motion* werden z.B. die Grenzen von Wassermassen angenommen, wenn diese sich in unterschiedlicher Richtung ausbreiten.

In Bild 8.13 sind auf der Breite des WOCE-Schnittes A9 bei 19°S die meridionalen Komponenten der modellierten baroklinen Geschwindigkeiten in 100m Tiefe re-

lativ zu Geschwindigkeiten in verschiedenen Referenztiefen gezeigt. Es ist daraus zu erkennen, daß die Wahl eines einheitlichen Referenzniveaus über einen beckenweiten Schnitt zu Abweichungen von bis zu 20% vom tatsächlichen baroklinen Geschwindigkeitswert führen kann. Da jedoch die Modellgeschwindigkeiten die tatsächlichen Geschwindigkeiten vor allem im oberen Ozean eher unterschätzen und damit auch der vertikale Geschwindigkeitsgradient schwächer ausgeprägt ist als in Beobachtungen, ist der angegebene Fehler eine obere Grenze. Interessant ist jedoch der zonale Verlauf des Fehlers bei diesem speziellen Schnitt. Er ist hoch im Brasilianischen Becken und über dem MAR, während östlich davon die relativen Geschwindigkeiten sehr dicht am tatsächlichen Wert liegen. Die Lage der maximalen Abweichungen der einzelnen Geschwindigkeiten fällt zusammen mit der Position des MAR. Die Abweichungen sind noch stärker in den küstennahen Schelfregionen (nicht abgebildet). Topographische Charakteristiken können also die Wahl eines einheitlichen tiefen Referenzniveaus zur Berechnung geostrophischer Geschwindigkeiten auf die Tiefseebecken beschränken. Diese Beobachtungen decken sich mit den Analysen von *Zangenberg (1995)*, der aus hydrographischen Daten ableitet, daß für zuverlässige geostrophische Berechnungen im Brasilianischen Becken ein anderes Referenzniveau zu wählen ist als im Angola Becken und der Einfluß der Bodentopographie auf die geostrophische Strömung beachtet werden muß .

Kapitel 9

Zusammenfassende Diskussion der Modellergebnisse

In dieser Arbeit wurden die Ergebnisse von Experimenten mit einem Zirkulationsmodell des Südatlantiks vorgestellt. Da das Modell keine mesoskaligen Strukturen auflösen kann und mit klimatologischen Antriebsfeldern gerechnet wurde, beschränkt sich die Diskussion der Resultate auf die Darstellung der mittleren Zirkulation. Diese wird von dem Modell insgesamt in guter Übereinstimmung mit anderen Modellen und Beobachtungen simuliert. Wassermasseneigenschaften, Zirkulationsmuster und Transporte konnten reproduziert werden. Speziell der meridionale Wärmetransport liegt in dem – aufgrund der Datenunsicherheit zum Teil sehr weiten – Rahmen dessen, was aus anderen Modellen und Beobachtungen hervorgeht. Auftretende Defizite zwischen Modell und Referenzen können auf die Numerik und die Parametrisierung nicht aufgelöster Prozesse im Modell zurückgeführt werden. Ob diese Defizite durch andere Parametrisierungen oder Beeinflussung der Modellphysik reduziert werden können, ist eine der Fragen, die in dieser Arbeit behandelt wurden.

Im Mittelpunkt stand dabei, ob eine starke Relaxation der Geschwindigkeiten in einer Modellschicht gegen ein aus Driftertrajektorien gewonnenes, beobachtetes Geschwindigkeitsfeld zu einer verbesserten Simulation der dreidimensionalen Zirkulation und Temperatur-/Salzgehaltscharakteristik führt. Es wurde gezeigt, daß die Manipulation der Modellgeschwindigkeiten in einer Schicht technisch möglich ist.

Die Modellphysik wird durch dieses Verfahren gestört, da der Relaxationsterm in den Bewegungsgleichungen die ageostrophischen Terme dominiert. Zudem werden Divergenzen des Geschwindigkeitsfeldes erzeugt. Dies trifft vor allem im Übergangsbereich von Regionen zu, in denen Beobachtungen zur Relaxation vorlagen zu solchen, wo dies nicht der Fall war. Um zu prüfen, in welcher Weise und in welchem Abstand vom Ort der Störung eine künstlich erzeugte, starke Divergenz des Geschwindigkeitsfeldes das Modellergebnis modifiziert, wurde ein Experiment mit einem einzigen gestörten Modellgitterpunkt durchgeführt. Es zeigte sich, daß in erster Linie die Geschwindigkeitskomponenten von der Störung betroffen sind, während die Verteilung von Temperatur und Salz im untersuchten Zeitraum nur geringe Modifikationen erfahren. Die Einwirkung auf das Geschwindigkeitsfeld ist lokal auf wenige Gitterpunkte nahe der Störungsquelle begrenzt.

Innerhalb des Beobachtungsdatensatzes, der den Südatlantik nicht vollständig überdeckt, treten ebenfalls Divergenzen auf. Diese sind jedoch weniger ausgeprägt als die zuvor beschriebenen. Da der Datensatz physikalisch wie statistisch relativ gut abgesichert ist, werden diese Divergenzen jedoch als Teil des Datensatzes angesehen und nicht als Fehler der Beobachtungen interpretiert.

Die Anpassung der Geschwindigkeiten in einer Modellschicht an Beobachtungen bewirkt vor allem eine Verstärkung der Zirkulation innerhalb des Subtropenwirbels, der sich weiter nach Südosten ausdehnt und dessen nördliche, durch den SEC definierte Grenze, sich südwärts verlagert. Die Thermokline vertieft sich gegenüber dem Kontrollexperiment im zentralen und östlichen Subtropenwirbel. Die Beobachtungsdaten decken im subtropischen Ostatlantik hauptsächlich die Bereiche des BEC/SEC ab. Wird deren vorwiegend nördliche (BEC) bzw. westliche (SEC) Stromkomponente als zusätzlicher Antrieb einer Modellschicht ähnlich dem Wirken des Windes an der Meeresoberfläche verstanden, so ist zu erwarten, daß die Modellgeschwindigkeiten im Einflußbereich des Antriebs sich diesem auf gleiche Weise anpassen, wie dies an der Meeresoberfläche geschieht. Dies hat dann zur Folge, daß die Strömungen im Wirkungsradius der zusätzlichen Kraft eine Ablenkung nach Westen (BEC) bzw. Süden (SEC) erfahren. Der gleiche Effekt tritt im westlichen Südatlantik auf, wobei er hier von anderen Prozessen und kürzeren Skalen im Antriebsfeld gedämpft wird.

Als Folge des zusätzlichen Impulseintrags wird die Zirkulation im Subtropenwirbel verstärkt und wird der Warmwasserkörper durch die Konvergenz innerhalb des Subtropenwirbels vertieft.

Änderungen der Strömungen oder der Spurenstoffverteilung im tiefen Ozean als Folge der Relaxation nahe der Meeresoberfläche sind kaum zu beobachten. Dies liegt an der effektiven Abschirmung des tiefen Ozeans von Prozessen im oberen Ozean durch die Thermokline.

Durch das Aufprägen von Strukturen kleinerer Längenskala wird das Zirkulationsmuster regional gegenüber einem Vergleichslauf verändert. Es bilden sich Strukturen auf kleinerer Skala aus, die im tropischen Atlantik z.B. zur Auflösung des im Referenzexperiment durchgehenden SECC führen.

Die Einwirkung des *restoring* auf die barotrope Zirkulation ist gering, da der durch die Driftdaten zusätzlich eingebrachte, nicht baroklin balancierte Anteil der Strömung in den meisten Gebieten maximal die Größenordnung von 1 Sv erreicht. In der Regel wird dieser Wert aber nicht erreicht, da ein Teil des aufgezwungenen Signals in den oberen 1500 m ausgeglichen wird. Nur lokal – z.B. im westlichen Randstrom – kann die Beeinflussung des barotropen Modes prägnanter sein. Dies trifft vor allem für die Konfluenz von MC und BC zu, die von diesem Modell nicht richtig dargestellt werden kann (siehe *Marchesiello, 1995*) und entsprechende Diskrepanzen zum Beobachtungsfeld, in dem diese Zone aufgelöst ist, aufweist.

Der Einfluß der Relaxation auf beckenweit zonal und vertikal integrierte Größen wie die meridionale Umwälzbewegung oder den meridionalen Wärmetransport ist (entsprechend der geringen Modifikation der barotropen Zirkulation durch die Driftdaten) relativ gering im Verhältnis zu den regional auftretenden Schwankungen der Transporte und Wärmebilanzen. Auch ist das saisonale Signal im meridionalen Wärmetransport stärker als der Effekt der Relaxation.

Die hier getestete Methode der Anpassung des Modells an Beobachtungsdaten kann die Darstellung der subtropischen Zirkulation im Südatlantik regional verbessern. Beispiele sind die realistischere Darstellung des BEC als einen gebündelten östlichen Randstrom und die modifizierten Strömungsverhältnisse in der Konflu-

enzzone von BC und MC. Dort bewirken die aufgezwungenen Geschwindigkeiten eine nach Norden verschobene Ablösung des BC von der Küste: In Experiment *D38* beginnt der Ablösungsprozeß in ca. 230m Tiefe bei 38°S.

Die über kurze Zeiträume integrierten Sensitivitätsexperimente zur Bedeutung der Topographie und des thermohalinen Antriebs für die Ausbreitung und Bildung von AABW zeigen, daß auf beckenweiter Skala die Darstellung von tiefen Kanälen in topographischen Hindernissen oder das Erzwingen der AABW-Bildung in der Weddell See die großskalige, beckenweite Zirkulation im Südatlantik stärker modifizieren können als die Anpassung des Geschwindigkeitsfeldes in einer Modellschicht im oberflächennahen Ozean.

Der Wert der Driftdaten für die Modellierung liegt zukünftig in der Kombination mit Satellitenaltimeterdaten, um das zeitlich und räumlich hochauflösende Signal der Variabilität der Meeresoberfläche um eine absolute Geschwindigkeitskomponente in 100m Tiefe zu ergänzen. Erste Experimente wurden in dieser Richtung mit stark vereinfachten Modellen und idealisierten Beobachtungsdaten durchgeführt (*Ishikawa et al., 1996*). Die Übertragbarkeit von deren Ergebnissen auf realistischere Modelle mit realistischen Daten bleibt zu prüfen.

Anhang A

A.1 Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

- MAR = Mittel-Atlantischer Rücken
- ECMWF = European Center for Medium Range Weather Forecast
- FGGE = First GARP (Global Atmospheric Research Program) Global Experiment
- FRAM = Fine Resolution Antarctic Model
- GFDL = General Fluid Dynamics Laboratory
- MOM = Modular Ocean Model
- SPEM = Semi Spectral Primitive Equation Model

Strömungen:

- ACC = Antarctic Circumpolar Current
- AC = Agulhas Current
- ARC = Agulhas Return Current
- BEC = Benguela Current
- BC = Brazil Current

- DWBC = Deep Western Boundary Current
- MC = Malvinas/Falkland Current
- NBC = North Brazil Current
- SAC = South Atlantic Current
- SEC = South Equatorial Current

Wassermassen:

- AABW = Antarctic Bottom Water
- AAIW = Antarctic Intermediate Water
- (L/U)CDW = (Lower/Upper) Circumpolar Deep Water
- NADW = North Atlantic Deep Water
- WW = Warm Water
- IW = Intermediate Water
- DW = Deep Water

A.2 Tabellen

Experiment	Beschreibung
D36	Relaxationsexperiment mit $\tau_{vel} = 20d, d = \text{Tage}$
D37	Referenzexperiment
D38	Relaxationsexperiment mit $\tau_{vel} = 6h, h = \text{Stunden}$
D39	Wie Referenzexperiment, aber mit aufgelöstem Vema Kanal
D44	Ein-Punkt-Relaxationsexperiment, Sensitivitätsuntersuchung
ts	Wie Referenzexperiment, aber mit anderem thermohalinem Antrieb im polären Ozean und realistischer Topographie in der Scotia See

Tabelle A.1: *Tabelle der Modellexperimente*

Index k	Dicke der Schicht in <i>m</i>	Tiefe des Bodens der Schicht in <i>m</i>
1	35	35
2	37	72
3	39	111
4	44	155
5	49	204
6	53	261
7	68	329
8	82	411
9	103	514
10	127	641
11	161	802
12	198	1000
13 – 30	250	1250 – 5500

Tabelle A.2: *Tabelle der vertikalen Struktur des Modells*

A.3 List of Figures

- 1.1: Bottom topography of the South Atlantic Ocean; from *Peterson and Stramma (1991)*
- 1.2: Schematic picture of the near-surface circulation of the South Atlantic Ocean; from *Peterson and Stramma (1991)*
- 2.1: Bottom topography of the South Atlantic Ocean as used in the numerical model
- 3.1: Trajectories of all surface drifters deployed by the IfM Kiel in the South Atlantic between 1990 and 1995. Unreliable data have been omitted.
- 3.2: Mean velocity field as deduced from the drift data when priority is given to a maximum data coverage.
- 3.3: Mean velocity field as deduced from the drift data when priority is given to statistically reliable mean values.
- 4.1: Barotropic streamfunction from reference experiment *D37* in *Sv*. This and all following figures show annual mean states if not stated otherwise.
- 4.2: Velocity field from experiment *D37* in 100m depth. Isolines represent temperature distribution.
- 4.3: Velocity field from experiment *D37* in 230m depth. Isolines represent temperature distribution.
- 4.4: Velocity field from experiment *D37* in 900m depth. Isolines represent temperature distribution.
- 4.5: Velocity field from experiment *D37* in 2250m depth. Isolines represent temperature distribution.
- 4.6: Meridional sections of temperature (upper panel) and salinity (lower panel) along 20°W between Antarctica and 10°N. From reference experiment *D37*.

- 5.1: Velocity field over the distribution of salinity in the southern South Atlantic in 370m depth. Lower panel as computed by the reference model *D37*, upper panel as deduced from an experiment with a forced deep water production in the Weddell Sea.
- 5.2: Temperature and velocity field in 3875m depth. Lower panel from the reference run *D37*, upper panel from experiment *D39* that includes a crude representation of the narrow but deep Vema Channel west of the Rio Grande Rise.
- 5.3: Time-space evolution of salinity (above) and meridional velocity (below). The y-axis represents the time extending from $t = 0$ at the bottom to $t = 1yr$ at the top of each figure. Orientation of the x-axis is in longitudinal direction between $48^\circ W$ and $13^\circ W$ at $\phi = 40^\circ S$ and $z = 100m$ for salinity and in vertical levels ($1...30 = 0...5500m$) at $40^\circ S$ and $\lambda = 30^\circ W$ for meridional velocity. The figures on the left hand side stem from an undisturbed reference run while on the right hand side results from experiment *D44* are depicted. In the latter model run a perturbation of the velocity field is introduced at one single grid point located at $\phi = 40^\circ S, \lambda = 30^\circ W, z = 100m$.
- 5.4: As in figure 5.3, but now the behaviour of the vertical velocity component in the time- ϕ -plane is shown. The x-axis extends from $55^\circ S$ to $25^\circ S$ at $\lambda = 30^\circ W$ and $z = 100m$.
- 6.1: Barotropic streamfunction in Sv from the weak-restoring experiment *D36*
- 6.2: Potential density ($\sigma_\theta - 1000$, in kg/m^3) from the weak-restoring experiment *D36* in 100m depth.
- 6.3: Potential density ($\sigma_\theta - 1000$, in kg/m^3) from the reference experiment *D37* in 100m depth.
- 6.4: Potential density ($\sigma_\theta - 1000$, in kg/m^3) from the strong-restoring experiment *D38* in 100m depth.
- 6.5: Barotropic streamfunction in Sv from the strong-restoring experiment *D38*

- 6.6: Velocity field from experiment *D38* in 100m depth.
- 6.7: Amount of the difference between the observed velocity field (fig.3.3) and the modeled velocity in 100m depth from the reference experiment (lower panel) and the strong-restoring run (upper panel) in *cm/s*.
- 6.8: Divergence of the velocity field at 100m depth (in s^{-1}) as deduced from the reference run (upper panel) and experiment *D38*. The latter one shows also the observed velocity field.
- 7.1: Barotropic streamfunction in *Sv* from a σ -coordinate model of the South Atlantic Ocean. Adapted from *Marchesiello (1995)*.
- 7.2: Velocity in 100m depth from *Marchesiello (1995)*.
- 7.3: Velocity in 900m depth from *Marchesiello (1995)*.
- 7.4: Meridional section of salinity in the upper 1500m between $15^{\circ}S$ and $5^{\circ}N$ along the Greenwich meridian from the 1°-CME-North Atlantic Model.
- 7.5: As in fig.7.4, but from reference run *D37* of the South Atlantic model.
- 7.6: As in fig.7.4, but from strong-restoring run *D38* of the South Atlantic model.
- 7.7: Meridional section of salinity in the upper 1500m between $30^{\circ}S$ and $6^{\circ}N$ along the Greenwich meridian from *Suga and Talley (1995)*. The broken line indicates the depth of the $\sigma_{\theta} = 27.3$ isopycnal.
- 7.8: Temperature and velocity fields at 90m depth in the overlapping parts of the 1°-CME-North Atlantic Model (above) and the South Atlantic reference experiment *D37* (below).
- 7.9: Barotropic streamfunction in the overlapping parts of the 1°-CME-North Atlantic Model (above) and the South Atlantic reference experiment *D37* (below).

- 7.10: Meridional overturning streamfunction in the overlapping parts of the 1°-CME-North Atlantic Model (above) and the South Atlantic reference experiment *D37* (below).
- 8.1: Meridional volume transport (Sv) in the South Atlantic above 1500m of water with $T > 9^{\circ}C$ (black) and $T < 9^{\circ}C$ (blue) in experiments *D37* (thin line) and *D38* (thick lines).
- 8.2: Transport of water with $T > 9^{\circ}C$ in Sv from experiments *D38* and *D37* in the upper and lower panels, respectively.
- 8.3: Depth of the warm water sphere ($T > 9^{\circ}C$) in experiments *D38* and *D37* in the upper and lower panels, respectively.
- 8.4: Meridional heat transport in $10^{15}W$ from model runs *D37* (red) and *D38* (black).
- 8.5: Barotropic streamfunction (in Sv) and velocity field in 100m depth from model run *D37*. The area covers approximately the Cape Basin that is chosen for a computation of a regional heat budget.
- 8.6: Meridional transport of salt (in $10^9 kg/s$) from experiments *D37* (red) and *D38* (black)
- 8.7: Meridional section of salinity from $54^{\circ}S$ to $1^{\circ}N$ along $25^{\circ}W$. From *Tsuchiya et al. (1994)*.
- 8.8: As in fig. 8.7 but annual mean data from model run *D37*.
- 8.9: Zonal section of temperature across the South Atlantic at $30^{\circ}S$ in the upper 1500m from experiment *D37*.
- 8.10: Zonal section of temperature across the South Atlantic at $30^{\circ}S$ in the upper 1500m obtained from CTD-measurements during FS Meteor cruise M22/5 (*WOCE* section A10).
- 8.11: Zonal section of salinity across the South Atlantic at $19^{\circ}S$ in the upper 1500m from experiment *D37*.

- 8.12: Zonal section of salinity across the South Atlantic at 19°S in the upper 1500m obtained from CTD-measurements during FS Meteor cruise *M15/3* (*WOCE* section A9).
- 8.13: Northward component of the baroclinic velocity across 19°S from experiment *D37* relative to the velocities at different reference depths. Black: v as computed by the model; red: reference depth 1500m ; green: reference depth 2000m ; blue: reference depth 3000m

A.4 List of Tables

- 2.1: Model structure and parameters
- 6.1: Horizontal mean rms-velocity differences between experiments *D36* (weak restoring to observed velocity data), *D37* (no restoring), and *D38* (strong restoring).
- 8.1: Volume transports in Sv split up into Surface Water (SW) or Warm Water (WW, water with $T > 9^{\circ}\text{C}$), Intermediate Water (IW, water with $T < 9^{\circ}\text{C}$ in the upper ocean ($z \leq 1500\text{m}$)), and Deep Water (DW, below 1500m depth). SW is defined by a density criterion.
- 8.2: Mean northward heat transport in $PW = 10^{15}\text{W}$ at different latitudes from numerical models, inverse calculations, and climatological data sets.
- 8.3: Heat balance for the southern South Atlantic in PW . Positive sign in the last column indicates the flux from the ocean to the atmosphere.
- 8.4: Heat balance for an area covering approximately the Cape Basin. The transport in the experiments *D37* and *D38* is divided into Warm Water (WW), Intermediate Water (IW), and Deep Water (DW) as before.
- 8.5: Mean meridional salt transports in 10^9g/s at different latitudes.
- A.2: Description of model experiments.

- A.3: Structure of the vertical model axis.

A.5 Danksagung

Ich danke an dieser Stelle all denen, die mir in meiner Promotionszeit mit Rat und Tat fachlich zur Seite standen. Insbesondere: Prof.Dr.Krauß für die Vergabe des Themas und die Gewährung weitgehender Freiheit bei dessen Bearbeitung; stellvertretend für die Angehörigen der Abteilung Meeresphysik Dr.Norbert Zangenberg für die Bereitstellung der CTD-Daten der Meteor-Reisen *M15/3* und *M22/5* und die Hilfe bei deren Interpretation; René Redler, der die Daten aus dem Nordatlantikmodell zum Modellvergleich zur Verfügung stellte; Laurence Crosnier (Universität Brest), die mich mit Wärmetransportdaten aus klimatologischen Datensätzen versorgte; Steffi Christiansen, die die aus anderen Arbeiten übernommenen Abbildungen vorbereitet hat.

Weiterhin gilt mein Dank den vielen Kolleginnen, Kollegen und Studierenden in den physikalischen Abteilungen des IfM, im Rechenzentrum und in der Institutsbibliothek, die durch ihre große Hilfsbereitschaft (und die eine oder andere Feier) mir die Arbeit erleichterten. Vor allem seien die Mitbewohner der Alten Botanik genannt, und hier besonders Dr.Markus Meier, der es mit mir in einem Raum über Jahre hinweg ausgehalten hat. Last but not least danke ich Melanie Coldewey, auch weil sie es geschafft hat, die Zahl der orthographischen Fehler in dieser Dissertation zu minimieren.

Literaturverzeichnis

- [1] O. Albrecht. Assimilation von Driftdaten in ein quasigeostrophisches Modell des Südatlantik. Diplomarbeit, Institut für Meereskunde an der Universität Kiel, 70pp., 1994.
- [2] Anderson, D.L.T., and A.M.Moore. Data Assimilation. In J.J.O'Brien, editor, *Advanced Physical Oceanographic Numerical Modeling*. Reidel, 1986.
- [3] van Ballegooyen, R.C., M.L.Gründlingh and J.R.E.Lutjeharms. Eddy fluxes of heat and salt from the southwest Indian Ocean into the southeast Atlantic Ocean: A case study. *Journal of Geophysical Research*, 99:14053–14070, 1994.
- [4] Boudra, D.B., and W.P.M.DeRuijter. The wind-driven circulation of the South Atlantic – Indian Ocean — II: Experiments using a multi-layer numerical model. *Deep Sea Research*, 33:447–482, 1986.
- [5] Boudra, D.B., and E.P.Chassignet. Dynamics of the Agulhas Retroflexion and ring formation in a numerical model. I: The vorticity balance. *Journal of Physical Oceanography*, 18:280–303, 1988.
- [6] Boudra, D.B., K.A.Maillet and E.P.Chassignet. Numerical Modeling of the Agulhas Retroflexion and Ring Formation with Isopycnal Outcropping. In Nihoul, J.C.J., and B.M.Jamart (eds.): *Mesoscale/Synoptic Coherent Structures in Geophysical Turbulence*, pages 315–336. Elsevier, 1989.
- [7] W.S. Broecker. The great ocean conveyor. *Oceanography*, 4:79–89, 1991.

- [8] B. Brügge. Über die Eigenschaften der oberflächennahen Zirkulation im zentralen Nordatlantik. Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Universität Kiel, 244, 130pp., 1994.
- [9] Brügge,B., and J.Dengg. Differences in drift behaviour between drogued and undrogued satellite-tracked drifting buoys. *Journal of Geophysical Research*, 96:7249–7263, 1991.
- [10] K. Bryan. A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. *Journal of Computational Physics*, 4:347–376, 1969.
- [11] Cai, W., and P.G.Barnes. Interactions between thermohaline- and wind-driven circulations and their relevance to the dynamics of the Antarctic Circumpolar Current, in a coarse-resolution global general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, 101:14073–14093, 1996.
- [12] E.F. Carter. Assimilation of Lagrangian data into a numerical model. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 13:335–348, 1989.
- [13] Chassignet, E.P., and D.B.Boudra. Dynamics of the Agulhas Retroflection and ring formation in a numerical model. II: Energetics and ring formation. *Journal of Physical Oceanography*, 18:304–319, 1988.
- [14] Clement, A.C., and A.L.Gordon. The absolute velocity field of Agulhas eddies and the Benguela Current. *Journal of Geophysical Research*, 100:22591–22601, 1995.
- [15] M.D. Cox. A baroclinic numerical model of the world ocean: Preliminary results. *Numerical Models of Ocean Circulation*, pages 107–120, 1975.
- [16] M.D. Cox. A primitive equation, 3-dimensional model of the ocean. Technical report, GFDL Ocean Group Tech.Rep.1, Geophys.Fluid Dyn.Lab., Princeton University, Princeton, N.J., 1984.
- [17] M.D. Cox. An idealized model of the world ocean. part I: The global scale water masses. *Journal of Physical Oceanography*, 19:1730–1752, 1989.

- [18] Crosnier. L.. and S.Wacongne. Baroclinic meridional heat transport and its seasonal variation in climatologies. In *Annales Geophysicae*, volume 14, 1996. Supplement II.
- [19] da Silveira. I.C.A, L.B.de Miranda and W.S.Brown. On the origins of the North Brazil Current. *Journal of Geophysical Research*, 99:5095–5117, 1994.
- [20] De Ruijter, W.P.M., and D.B.Boudra. The wind-driven circulation in the South Atlantic–Indian Ocean – I: Numerical experiments using a one layer model. *Deep Sea Research*, 32:557–574, 1985.
- [21] R. Döscher. Die thermohaline Zirkulation in einem numerischen Modell des Nordatlantischen Ozeans: quasistationäre Zustände und Adaptationsprozesse. Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Universität Kiel, 257, 141pp., 1994.
- [22] Döscher, R. and R.Redler. The Relative Influence of North Atlantic Overflow and Subpolar Deep Convection on the Thermohaline Circulation in an OGCM. *Journal of Physical Oceanography*, 27, 1997. submitted.
- [23] M.H. England. On the Formation of Antarctic Intermediate Water and Bottom Water in Ocean General Circulation Models. *Journal of Physical Oceanography*, 22:918–926, 1992.
- [24] M.H. England. Representing the Global-Scale Water Masses in Ocean General Circulation Models. *Journal of Physical Oceanography*, 23:1523–1552, 1993.
- [25] England, M.H., V.Garçon. South Atlantic circulation in a world ocean model. *Annales Geophysicae*, 12:812–825, 1994.
- [26] R.C.V. Feron. The Southern Ocean western boundary currents: Comparison of fine resolution Antarctic model results with Geosat altimeter data. *Journal of Geophysical Research*, 100:4959–4975, 1995.
- [27] The FRAM Group. An eddy-resolving model of the Southern Ocean. *EOS. Transactions of the American Geophysical Union*, 72:174–175, 1991.

- [28] Garraffo, Z., S.L.Garzoli, W.Haxby and D.Olson. Analysis of a General Circulation Model 2: Distribution of Kinetic Energy in the South Atlantic and Kuroshio/Oyashio Systems. *Journal of Geophysical Research*, 97:20139–20153, 1992.
- [29] Garzoli, S.L., Z.Garraffo, G.Podesta and O.Brown. Analysis of a General Circulation Model Product 1: Frontal Systems in the Brazil/Malvinas and Kuroshio/Oyashio Regions. *Journal of Geophysical Research*, 97:20117–20138, 92.
- [30] Garzoli, S.L., and C.Giulivi. What forces the variability of the southwestern Atlantic boundary currents? *Deep Sea Research*, 41:1527–1550, 1994.
- [31] Garzoli, S.L., and A.L.Gordon. Origins and variability of the Benguela Current. *Journal of Geophysical Research*, 101:897–906, 1996.
- [32] M. Ghil. Meteorological Data Assimilation for Oceanographers. Part I: Description and Theoretical Framework. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 13:171–218, 1989.
- [33] S.T. Gille. Mean sea surface height of the Antarctic Circumpolar Current from Geosat data: Method and application. *Journal of Geophysical Research*, 99:18255–18273. 1994.
- [34] S.T. Gille. *Dynamics of the Antarctic Circumpolar Current: Evidence for Topographic Effects from Altimeter Data and Numerical Model Output*. PhD thesis, MIT/WHOI. 1995.
- [35] Gille, S.T., and K.A.Kelly. Scales of spatial and temporal variability in the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 101:8759–8773, 1996.
- [36] S.T. Gille. The Southern Ocean Momentum Balance: Evidence for Topographic Effects from Numerical Model Output and Altimeter Data. *Journal of Physical Oceanography*, 27. 1997. submitted.
- [37] A.L. Gordon. Interocean Exchange of Thermocline Water. *Journal of Geophysical Research*, 91:5037–5046. 1986.

- [38] Gordon, A.L., J.R.E.Lutjeharms and M.L.Gründlingh. Stratification and circulation at the Agulhas Retroflection. *Deep Sea Research*, 34:565–599, 1987.
- [39] Gordon, A.L., and W.F.Haxby. Agulhas eddies invading the South Atlantic: Evidence from Geosat altimeter and shipboard conductivity-temperature-depth survey. *Journal of Geophysical Research*, 95:3117–3125, 1990.
- [40] Gordon, A.L., R.F.Weiss, W.M.Smethie, Jr., and M.J.Warner. Thermocline and intermediate water communication between the South Atlantic and Indian Oceans. *Journal of Geophysical Research*, 97:7223–7240, 1992.
- [41] Grose, T.J., J.A.Johnson and G.R.Bigge. A comparison between the FRAM (Fine Resolution Antarctic Model) results and observations in the Drake Passage. *Deep Sea Research*, 42:365–388, 1995.
- [42] Gründlingh, M.L., R.A.Carter and R.C.Stanton. Circulation and water properties of the southwest Indian Ocean, spring 1987. *Progress Oceanography*, 28:305–342, 1991.
- [43] M.L. Gründlingh. On the winter flow in the southern Mozambique Channel. *Deep Sea Research*, 40:409–418, 1993.
- [44] Haidvogel, D.B., J.L.Wilkin and R.Young. A semi-spectral primitive equation ocean circulation model using vertical sigma and orthogonal curvilinear horizontal coordinates. *Journal of Computational Physics*, 94:151–185, 1991.
- [45] K. Haines. A Direct Method for Assimilating Sea Surface Height Data into Ocean Models with Adjustment to the Deep Circulation. *Journal of Physical Oceanography*, 21:843–846, 1991.
- [46] S. Hastenrath. On Meridional Heat Transport in the World Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 12:922–927, 1982.
- [47] Hellerman, S., and M.Rosenstein. Normal monthly wind stress over the World Ocean with error estimates. *Journal of Physical Oceanography*, 13:1093–1104, 1983.

- [48] Hidaka, K., and M.Tsuchiya. On the Antarctic Circumpolar current. *Journal of Marine Research*, 12:214–222, 1953.
- [49] Hiller, W., and R.H.Käse. Objective Analysis of hydrographic datasets from mesoscale surveys. *Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Universität Kiel*, 116, 78pp., 1983.
- [50] E.E Hofmann. The Large-Scale Horizontal Structure of the Antarctic Circumpolar Current from FGGE Drifters. *Journal of Geophysical Research*, 90:7087–7097, 1985.
- [51] J. Holfort. Großräumige Zirkulation and meridionale Transporte im Südatlantik. *Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Universität Kiel*, 260, 96pp., 1994.
- [52] W.R. Holland. Altimeter data assimilation into ocean circulation models—some preliminary results. In *Anderson, D.L.T., and J. Willebrand (eds.): Oceanic Circulation Models: Combining Data and Dynamics*, pages 203–231. Kluwer, 1989.
- [53] Holland, W.R., V.Zlotnicki and L.-L.Fu. Modelled Time-Dependent Flow in the Agulhas Retroflexion Region as Deduced from Altimeter Data Assimilation. *South African Journal of Marine Science*, 10:407–427, 1991.
- [54] Houry, S., E.Dombrowsky, P.De Mey and J.-F.Minster. Brunt-Väisälä-Frequency and Rossby-Radii in the South Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 17:1619–1626, 1987.
- [55] Hughes, C.W., and P.D.Killworth. Effects of Bottom Topography in the Large-Scale Circulation of the Southern Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 25:2485–2497, 1995.
- [56] Ishikawa, Y., T.Awaji, K.Akimoto and B.Qiu. Successive Correction of the Mean Sea Surface Height by the Simultaneous Assimilation of Drifting Buoy and Altimetric Data. *Journal of Physical Oceanography*, 26, 1996. im Druck.

- [57] Ivchenko, V.O., K.J.Richards and D.P.Stevens. The dynamics of the Antarctic Circumpolar Current. *Journal of Physical Oceanography*, 26:753–774, 1996.
- [58] Johns, W.E., T.N.Lee, F.A.Schott, R.J.Zantopp and R.H.Evans. The North Brazil Current retroflection: Seasonal structure and eddy variability. *Journal of Geophysical Research*, 95:22103–22120, 1990.
- [59] P.D. Killworth. An equivalent-barotropic mode in FRAM. *Journal of Physical Oceanography*, 22:1379–1387, 1992.
- [60] van Leeuwen, J.P., and W.P.M.de Ruijter. Natal pulses and the formation of Agulhas rings. *Journal of Geophysical Research*, 1996.
- [61] S. Levitus. Climatological Atlas of the World Ocean. NOAA Prof.Paper No.13, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton University, N.J., 173pp, 1982.
- [62] J.R.E. Lutjeharms. Spatial scales and intensities of circulation in the ocean areas adjacent to South Africa. *Deep Sea Research*, 28A:1289–1302, 1981.
- [63] Lutjeharms, J.R.E., and R.C.Van Ballegooyen. Retroflection of the Agulhas Current. *Journal of Physical Oceanography*, 18:1570–1583, 1988.
- [64] Lutjeharms, J.R.E., and H.R.Roberts. The Natal Pulse: An Extreme Transient on the Agulhas Current. *Journal of Geophysical Research*, 93:631–645, 1988.
- [65] Lutjeharms, J.R.E., and D.J.Webb. Modelling the Agulhas Current system with FRAM (Fine Resolution Antarctic Model). *Deep Sea Research*, 42:523–551, 1995.
- [66] Macdonald, A.M., and C.Wunsch. An estimate of global ocean circulation and heat fluxes. *Nature*, 382:436–439, 1996.
- [67] Malanotte-Rizzoli, P., and W.R.Holland. Data Constraints Applied to Models of the Ocean General Circulation. Part I: The Steady Case. *Journal of Physical Oceanography*, 16:1668–1682, 1986.

- [68] Malanotte-Rizzoli, P., and W.R.Holland. Data Constraints Applied to Models of the Ocean General Circulation. Part II: The Transient, Eddy Resolving Case. *Journal of Physical Oceanography*, 18:1093–1107, 1988.
- [69] Malanotte-Rizzoli, P., and R.E.Young. How useful are localized clusters of traditional oceanographic measurements for data assimilation? *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 17:23–61, 1992.
- [70] P. Marchesiello. *Simulation de la circulation océanique dan l’Atlantique Sud, avec un modèle numérique à coordonné σ* . PhD thesis, Université Grenoble II, 1995.
- [71] Marshall, J.C., D.Olbers, H.Ross and D.Wolf-Gladrow. Potential Vorticity Constraints on the Dynamics and Hydrography of the Southern Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 23:465–487, 1993.
- [72] R.P. Matano. On the Separation of the Brazil Current from the Coast. *Journal of Physical Oceanography*, 23:79–90, 1993.
- [73] Matano, R.P., and S.H.G. Philander. Heat and Mass Balances of the South Atlantic Ocean Calculated from a Numerical Model. *Journal of Geophysical Research*, 98:977–984, 1993.
- [74] Matano, R.P., M.G.Schlx and D.B.Chelton. Seasonal Variability in the Southwestern Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 98:18027–18035, 1993.
- [75] R.P. Matano. A Numerical Study of the Agulhas Retroflection: The Role of Bottom Topography. *Journal of Physical Oceanography*, 26, 1996.
- [76] Mesinger, F., and A.Arakawa. Numerical methods used in atmospheric models. GARP Publication SeriesNo. 17, Vol. 1, 1976.
- [77] Müller, P., and J.Willebrand. *Landolt-Börnstein, Group 5: Equations of oceanic motions*, volume 3b, chapter 1, pages 1–14. Springer, 1989.
- [78] Munk, W.H., and E.Palmén. Note on the dynamics of the Antarctic Circumpolar Current. *Tellus*, 3:53–55, 1951.

- [79] Nowlin, W.D., and J.M.Klinck. The Physics of the Antarctic Circumpolar Current. *Reviews of Geophysics*, 24:469–491, 1986.
- [80] Olbers, J.J., V.Gouretski, G.Seiss and J.Schröter. Hydrographic atlas of the southern ocean. Alfred Wegener Institut, Bremerhaven, Germany, 1992.
- [81] R. Onken. The Spreading of Lower Circumpolar Deep Water in the Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 25:3051–3063, 1995.
- [82] Orsi, A.H., W.D.Nowlin Jr. and T.Whithworth III. On the circulation and stratification of the Weddell Gyre. *Deep Sea Research*, 40:169–203, 1993.
- [83] A. Oschlies. Assimilation of Satellite Altimeter Data into an Eddy-Resolving Primitive Equation Model of the North Atlantic Ocean. *Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Universität Kiel*, 256, 129pp., 1994.
- [84] Oschlies, A., and J.Willebrand. Assimilation of Geosat altimeter data into an eddy-resolving primitive equation model of the North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 101:14175–14190, 1996.
- [85] Pacanowski, R.C., K.Dixon and D.Rosati. Mom 1 user's guide. Technical report, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, New Jersey, USA, 1991.
- [86] Pacanowski, R.C., K.Dixon and D.Rosati. Mom 2 user's guide. Technical report, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, New Jersey, USA, 1995.
- [87] S.L. Patterson. Surface circulation and kinetic energy distributions in the southern hemisphere oceans from FGGE drifting buoys. *Journal of Physical Oceanography*, 15:865–884, 1985.
- [88] Peterson, R.G., and L.Stramma. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress Oceanography*, 26:1–73, 1991.
- [89] Provost, C., and R.Salmon. A variational method for inverting hydrographic data. *Journal of Marine Research*, 44:1–34, 1986.

- [90] Provost, C., and P.-Y. LeTraon. Spatial and temporal scales in altimetric variability in the Brazil-Malvinas Current confluence region: dominance of the semiannual period and large spatial scales. *Journal of Geophysical Research*, 98:18037–18051, 1993.
- [91] Quartly, G.D., and M.A.Srokosz. Seasonal Variations in the Region of the Agulhas Retroflection. Studies with Geosat and FRAM. *Journal of Physical Oceanography*, 23:2107–2124, 1993.
- [92] Read, J.F., and R.T.Pollard. Structure and Transport of the Antarctic Circumpolar Current and Agulhas Return Current at 40°E. *Journal of Geophysical Research*, 98:12281–12295, 1993.
- [93] M.H. Redi. Oceanic Isopycnal Mixing by Coordinate Rotation. *Journal of Physical Oceanography*, 12:1154–1158, 1982.
- [94] Redler, R., and C.W.Böning. Effect of the overflows on the circulation in the subpolar North Atlantic: A regional model study. *Journal of Geophysical Research*, 102, 1997. submitted.
- [95] J.L. Reid. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers and transports. *Progress Oceanography*, 23:149–244, 1989.
- [96] Richardson, P.L., G.E.Hufford and R.Limeburger. North Brazil Current retroflection eddies. *Journal of Geophysical Research*, 99:5081–5093, 1994.
- [97] Rienecker, M.M., and R.N.Miller. Ocean Data Assimilation Using Optimal Interpolation with a Quasi-Geostrophic Model. *Journal of Geophysical Research*, 96:15093–15103, 1991.
- [98] S.R. Rintoul. South Atlantic interbasin exchange. *Journal of Geophysical Research*, 96:2675–2692, 1991.
- [99] Roed, L.P., and C.K.Cooper. Open boundary conditions in numerical ocean models. In J.J.O'Brien, editor, *Advanced Physical Oceanographic Numerical Modeling*, pages 411–436. Reidel.

- [100] Sætre, R., and A.J.Da Silva. The circulation of the Mozambique Channel. *Deep Sea Research*, 31:485–508, 1984.
- [101] Saunders, P.M., and S.R.Thompson. Transport, heat and freshwater fluxes within a diagnostic numerical model (FRAM). *Journal of Physical Oceanography*, 23:452–464, 1993.
- [102] Schäfer, H., and W.Krauss. Eddy statistics in the South Atlantic as derived from drifters drogued at 100 m. *Journal of Marine Research*, 53:403–431, 1995.
- [103] W.J. Schmitz Jr. On the interbasin-scale thermohaline circulation. *Reviews of Geophysics*, 33:151–173, 1995.
- [104] W.J. Schmitz Jr. On the eddy field in the Agulhas Retroflection with some global considerations. *Journal of Geophysical Research*, 101:16259–16271, 1996.
- [105] Schott, F.A., M.Visbeck and J.Fischer. Observations of Vertical Currents and Convection in the Central Greenland Sea During the Winter of 1988-1989. *Journal of Geophysical Research*, 98:14401–14421, 1993.
- [106] Schott, F.A., M.Visbeck and U.Send. Open Ocean Deep Convection, Mediterranean and Greenland Seas. In *P.Malanotte-Rizzoli and A.R.Robinson (eds.): Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples*, pages 203–225. Elsevier, 1994.
- [107] Schott, F.A., L.Stramma and J.Fischer. The warm water inflow into the western tropical Atlantic boundary regime, spring 1994. *Journal of Geophysical Research*, 100:24745–24760, 1995.
- [108] Semtner, A.J., and R.M. Chervin. Ocean general circulation from a global eddy-resolving model. *Journal of Geophysical Research*. 97:5493–5550. 1992.
- [109] L. Siefert. Validation des données de vent ERS-1 et des flux de surface du CEPMMT dans le contexte de la modélisation des circulations océanique à l'échelle d'un bassin. Thèse de l'UJF, Grenoble, France, 1994.

- [110] Smith, L.T., E.P.Chassignet and D.B.Olson. Wind-forced variations in the Brazil-Malvinas confluence region as simulated in a coarse resolution model of the South Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 99:5095–5117, 1994.
- [111] Smythe-Wright, D., A.L.Gordon, P.Chapman and M.S.Jones. CFC-113 shows Brazil Eddy crossing the South Atlantic to the Agulhas Retroflection region. *Journal of Geophysical Research*, 101:885–895, 1996.
- [112] Snaith, H.M., and I.S.Robinson. A study of currents south of Africa using Geosat satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 101:18141–18154, 1996.
- [113] Speer, K.G., and W.Zenk. The Flow of Antarctic Bottom Water into the Brazil Basin. *Journal of Physical Oceanography*, 23:2667–2682, 1993.
- [114] D. Stammer. Über die mesoskalige Variabilität im Atlantischen Ozean — Analyse and Assimilation von Geosat Altimeterdaten. Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Universität Kiel, 224, 197pp., 1992.
- [115] D.P. Stevens. On open boundary conditions for three dimensional primitive equation ocean circulation models. *Geophys. and Astrophys. Fluid Dyn.*, 51:103–133, 1990.
- [116] D.P. Stevens. The Open Boundary Condition in the United Kingdom Fine-Resolution Antarctic Model. *Journal of Physical Oceanography*, 21:1494–1499, 1991.
- [117] Stevens, D.P., and S.R.Thompson. The South Atlantic in the Fine-Resolution Antarctic Model. *Annales Geophysicae*, 12:826–839, 1994.
- [118] Stramma, L., and R.Peterson. The South Atlantic Current. *Journal of Physical Oceanography*, 20:846–859, 1990.
- [119] L. Stramma. Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic. *Journal of Marine Research*, 49:281–294, 1991.

- [120] S. Stutzer. Assimilation von Driftdaten in ein regionales quasigeostrophisches Modell. Diplomarbeit, Institut für Meereskunde an der Universität Kiel, 59pp., 1992.
- [121] Suga, T., and L.D.Talley. Antarctic Intermediate Water circulation in the tropical and subtropical South Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 100:13441–13453, 1995.
- [122] de Szoeki, R.A., and M.D.Levine. The Advective Flux of Heat by Mean Geostrophic Motions in the Southern Ocean. *Deep Sea Research*, 28:1057–1085, 1981.
- [123] Toggweiler, J.R., and B.Samuels. New radiocarbon constraints on the upwelling of abyssal waters to the ocean's surface. In *M.Heimann (ed.): The Global Carbon Cycle*, pages 333–366. Springer, 1993.
- [124] Toggweiler, J.R., and B.Samuels. Effects of Sea Ice on the Salinity of Antarctic Bottom Waters. *Journal of Physical Oceanography*, 25:1980–1997, 1995.
- [125] Tsuchiya, M., L.D.Talley and M.S.McCartney. Water-mass distributions in the western South Atlantic; A section from South Georgia Island (54S) northward across the equator. *Journal of Marine Research*, 52:55–81, 1994.
- [126] Wadley, M.R., and G.R.Bigg. Abyssal Channel Flow in Ocean General Circulation Models with Application to the Vema Channel. *Journal of Physical Oceanography*, 26:38–48, 1996.
- [127] D.J. Webb. Assimilation of data into ocean models. In *Anderson, D.L.T., and J.Willebrand (eds.): Oceanic Circulation Models: Combining Data and Dynamics*, pages 233–256. Kluwer, 1989.
- [128] Wells, N.C., and B.A.De Cuevas. Depth-Integrated Vorticity Budget of the Southern Ocean from a General Circulation Model. *Journal of Physical Oceanography*, 25:2569–2582, 1995.

- [129] Whitworth III, T., W.D.Nowlin Jr., and S.J.Worley. The Net Transport of the Antarctic Circumpolar Current through Drake Passage. *Journal of Physical Oceanography*, 12:960–971, 1982.
- [130] Wolff, J.O., and D.J.Olbers. The dynamical balance of the Antarctic Circumpolar Current studied with an eddy-resolving quasi-geostrophic model. In *J.C.J.Nihoul and B.M.Jamart (eds.): Mesoscale/Synoptic Coherent Structure in Geophysical Turbulence*, pages 435–458. Elsevier, 1989.
- [131] Woodworth,P.L., J.M.Vassie, C.W.Hughes, and M.P.Meredith. A test of the ability of TOPEX/POSEIDON to monitor flows through the Drake Passage. *Journal of Geophysical Research*, 101:11935–11947, 1996.
- [132] N. Zangenberg. Die Zirkulation des Oberflächen- und Tiefenwassers im Südlichen Brasilianischen Becken. *Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Universität Kiel*, 224, 197pp., 1995.